

岩石礦物礦床學會誌

第三十八卷 第五號

昭和二十九年十月一日

研 究 報 文

- 土壤生成作用の鉱物学的研究 (第2報) 一福島県大越町附近
に於ける花崗閃緑岩土壤中の粘土鉱物に就いて (I) 増 井 淳 一
- 静岡県広長鉱山産のクローム鉄鉱に就いて 北 原 順 一
- 硫黄液相中の斑銅鉱に関する熱的研究 萱 木 浅 彦
- 北海道蔭の沢鉱山銅鉱床に就いて (I) 杉 本 良 也

会 報

会員動靜

新 刊 紹 介

- The origin of metamorphic and metasomatic rocks By, H. Ramberg.
Eruptive rocks. By S. J. Shand.
A handbook of rocks. By J. F. Kemp, revised by F.F. Grout.

抄 録

- | | | |
|-----------|--|-------|
| 鉱物学及び結晶学 | 三価元素の複酸化物間の構造關係 | 外 7 件 |
| 岩石学及び火山学 | 火成岩の分化の傾向を図示する方法 | 外 3 件 |
| 金 属 鉱 床 学 | コロラド台地の三疊系及びジュラ系堆積
岩中の閃ウラン鉱の広汎な生成及び特性 | 外 5 件 |
| 石 油 鉱 床 学 | 北アメリカと南アメリカの造構造運動の關係 | 外 3 件 |
| 窯 業 鉱 物 | 磁質螢光体 | |
| 参 考 科 学 | 硝子中の硼酸の直接滴定法 | 外 1 件 |

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室内
日本岩石礦物礦床學會

會 報

會員動靜 **〔新入會〕** 福島大学附属図書館学芸学部分館 (福島市浜田町84), 石和田章三 (東京大学工学部鉱山学教室, 東京都世田谷区松原町 3 の 1081), 高橋輝道 (愛媛大学工学部鉱山学教室, 愛媛県新居浜市八雲町 1 の 2)

〔轉居及び轉勤〕 戸田一美 (鹿児島県出水市諏訪馬場), 篠田 貢 (山口県玖珂郡河山村河山鉱業所探査課), 花岡 完 (岡山県和氣郡三石町川崎伊材株式会社研究課), 増淵堅吉 (北海道紋別市鴻舞住友鴻舞鉱業所), 高橋 洋 (北海道上川郡下川町三菱金屬下川鉱業所), 平林武雄 (福島県安積郡三和村白石鉱業株式会社高旗鉱業所), 菅 清康 (東京都千代田区大手町三菱金屬鉱山株式会社)

新 刊 紹 介

The origin of metamorphic and metasomatic rocks. By Ramberg, H.

Chicago 大学に於ける岩石学の associate professor である著者は結晶化学及び熱力学を地殻に於ける再結晶作用と交代作用に関する変成岩及び交代岩石の研究に適用し, 著者自身の研究並びに多数の文献を引用して本書を著した。先づ変成作用に対する定義, 変成作用と岩漿作用との間の境界に就いて述べ, 変成過程の熱力学に就いては種々の条件下に於ける場合を詳論し, 変成鉱物の平衡図の項では単成分系及び多成分系に分けて多くの鉱物の平衡関係を説明している。次に変成作用の chemical kinetics, 岩石鉱物の変形に関する動力学, stress-antistress minerals, 変成岩の構造的性質と mineral facies, 交代作用, 岩石中に於ける物質の交代移動の機構, metamorphic differentiation 並びにその原理, 接触交代作用, 未変成並びに低変成堆積岩の交代作用, 広区域変成岩類の交代作用, 広区域変成作用に於ける温度等に就いて 130 に達する多くの附図を以て詳しく説明している。外圧に対する物質の蒸気圧, 混晶中に於ける準固相の転移, 地殻の熱力学, 結晶力, 圧力下に於ける鉱物の diffusion と化学的安定性, 化学的結合力和珪酸塩中に於ける陽イオンの分布等著者の研究分野に於けるものは特に詳細な論述が行われている。変成岩類に於ける交代作用の項では花崗岩化作用の問題に触れ, 珪長質岩石が交代作用によつて生じたもので花崗岩質熔融物の進入によるものではないと云う証拠を 7 項目に亘つて説明し, 又花崗岩化作用の原因, 広区域変成作用に於けるスカルの形成, 広区域交代作用による鉱床の問題等に就いても言及している。此の方面に携るのものにとつては是非一読すべき良書として推薦出来る。本文は 290 頁で, 附図 130, 附表 20 が用いられ, 巻尾には参考文献が一括してある。(The University of Chicago Press, 1952年, 4000円)

[植田]

研究報文

土壤生成作用の礦物學的研究 (第2報)

福島縣大越町附近に於ける花崗閃綠岩土壤中の粘土礦物に就いて (I)

Mineralogical studies on the soil genesis (2): The clay minerals in the soil derived from granodiorite at Ōgoe, Fukushima Prefecture (I)

増井淳一 (Jun-ichi Masui)*

Abstract: 1. Six samples with different colors, textures, etc., were selected according to the depth in the soil derived from granodiorite at Ōgoe, Fukushima Prefecture.

2. After the collected materials in wet state were treated with 6% H_2O_2 in order to dissolve organic matters, they were dispersed in the NaOH solution with pH 8.5. These dispersed materials were separated in eight fractions by sedimentation method and centrifugation, and then the iron-hydroxide were removed by using Truog's method.

3. The mineral compositions of the sand fractions with diameter over 0.02 mm were quantitatively investigated under microscope. The materials of the fractions of $<0.2\mu$ and $0.5-1.0\mu$ were studied by means of X-ray powder photograph, chemical analysis and differential thermal analysis.

4. From these experiments it was confirmed that nontronitic montmorillonite, halloysite, kaolinite, degraded illite and their interstratified mineral occur in the soil profile

5. It seems that the nontronitic montmorillonite was formed at the early stage of the weathering of granodiorite rich in bases.

6. It has been followed by the formation of halloysite and kaolinite.

7. The change of soil condition seems to be the cause of the formation of interstratified mineral.

8. In finer fraction halloysite is contained far more than kaolinite, while kaolinite is much more in coarser fraction.

9. The degraded illite is a weathering product of biotite.

1 緒 言

花崗岩質岩石の風化並びに其の土壤の生成に就いては Goldich¹⁾, Cady²⁾, Mackenzie³⁾, Walker⁴⁾, Jackson⁵⁾ 原田氏⁶⁾⁷⁾ 等により研究が行われ、其の風化過程、土壤粘土鉱物の生成或は又造岩鉱物の風化に対する抵抗性等に就いて新しい知識が得られつゝある。

花崗岩のみならず或る特定な岩石の風化を考える場合、其の環境要素を無視して風化過程を結論し或は比較する事は不可能である。同一母材から或る一環境下では kaolinite, halloysite 等の 1:1 lattice type の粘土鉱物の生成が見られるに反し、別の環境下に於ては montmorillonite の如き 2:1 lattice type の粘土鉱物が生じたとしても勿論そこに矛盾はなく、問題は夫等土壤粘土鉱物の生成される環境にある。

土壤の生成が充分に行われる場合、異種の母材から同じ end-product が生成され、母材と粘土鉱物との間に関係がないと考えられているが、我が国の如く地形が複雑で而も雨量が多く土壤侵蝕の行われ易い地域では、土壤の生成は常に中間的段階にあり従つてそこに生成せられる土壤粘土鉱物は母材の支配を受けるものと考えられる。更に風化を押し進めて考えてみると、かゝる中間的段階の土壤にあつては、土壤粘土鉱物は母材中の造岩鉱物の其の環境に於ける風化に対する抵抗性に多少とも関係を有するものであろう。即同一気候環境下にあつても地形、植生或は母材、詳しく云えば其の母材の鉱物組成、構造と云つた岩石学的な性質並びに造岩鉱物それ自身の風化に対する性質等によつて形成される環境に支配せられるものである。

風化過程と云うものは同じ気候条件下で而も比較的近似した地形其他の環境下一勿論之は絶対的のものではないが一に於ける種々の岩石の風化を

- 1) Goldich, S. S.: A study in rock weathering, Jour. Geol., **46**, 17~58, 1938.
- 2) Cady, J.G.: Rock weathering and soil formation in the North Carolina, Piedmont Region, Soil Sci., Soc. Amer. Proc. **15**, 337~342, 1950.
- 3) Mackenzie, R.C., Walker, G. F. and Hart, R.: Illite occurring in decomposed granite at Ballater, Aberdeenshire, Miner. Mag., **28**, 704~713, 1949.
- 4) Walker, G.F.: The decomposition of biotite in the soil, Miner. Mag., **28**, 693~703; 1949
- 5) Jackson, M.L and Donald Sherman, G.: Chemical weathering of minerals in soils, Advances in Agron. V. 219~318, 1953.
- 6) 原田 光：火成岩の風化に関する研究，花崗岩の風化，農化，**26**，519~523，577~580，1952.
- 7) 原田 光：火成岩の風化に関する研究，花崗閃緑岩の風化，農化，**27**，106~109，1953.

比較する事により明かになると考えられる。筆者は大越町に近接した片曾根山土壤中の粘土鉱物が母材によつて異なる事を発表¹⁾²⁾したが、此の土層断面は純粹の斑礫岩の風化物ばかりでなく、花崗閃緑岩及二種の火山灰が含まれており、多少とも混乱を避け得なかつた。本研究に用いた試料は表層は火山灰を混えるが其他は花崗閃緑岩土壤であり、此の中に含まれる造岩鉱物及土壤粘土鉱物の性質並びに組成を調べ花崗閃緑岩の風化並びに土壤粘土鉱物生成の一部を明かにしたので茲に報告する。

2 地形、地質及び母岩の性質

試料は東北本線郡山の東方約 20 軒、大越町附近の丘陵性山地に於て採集したものである。

附近の地形地質に就いては既に報告した如く、阿武隈の花崗岩地域に特有な細かく刻まれた標高 500~600 米の丘陵性山地で、文珠山、移ヶ岳、黒石山、鞍掛山等の残丘が此の調和を破っている。之等の残丘は角閃石斑礫岩、角閃石橄欖岩等の塩基性岩類であり、丘陵性山地は之等塩基性岩類を貫ぬく花崗閃緑岩類によつて構成される。

花崗閃緑岩類は鉱物の含有量或は其の粒度に多少の差は認められるが、一般に石英、正長石、斜長石、黒雲母、角閃石を主成分とし、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、榍石、燐灰石、ジルコン等を副成分鉱物とするものである。研究試料の母岩である花崗閃緑岩は時に正長石或は角閃石が斑状に認められるが概して完晶質等粒状構造を示し、主成分鉱物として石英、正長石、斜長石、黒雲母及角閃石を含む他、少量の榍石、磁鉄鉱、燐灰石が認められ、角閃石が比較的多量なため暗緑色を呈する。

顕微鏡下では石英 (30%)、正長石 (10%)、斜長石 (20%)、黒雲母 (10%)、角閃石 (25%) の他、副成分鉱物として榍石、燐灰石少量の磁鉄鉱 (之等約 5%) が認められる。石英は他形 1~0.5mm の粒状結晶の集合より成る事が多く、他の鉱物の間を充填する。正長石は一般に半自形結晶で時に微斜長石構造を示し 1~0.5mm の大きさであるが、中には 2~3mm に達するものがある。劈開に沿ひ屢々汚染されカオリン化が僅かに認められる。斜長石は An%20 で灰藍色に相当し、1~2mm の半自形結晶で聚片双晶を示し、劈開に沿ひ汚染され、時にカオリン化を受けているものがある。黒雲母は 0.5~1mm、半自形の結晶で、多色性は X': 淡黄褐色 Z': 暗褐色で著しく、屢々 0.01~0.005 mm 大の燐灰石或は榍石を包裹

1) Masui, J: Studies on the genesis of clay minerals, Tohoku Jour. Agr. Res. 4, 97~116, 1954.

2) 増井 淳一: 福島県片曾根土壤に於ける粘土鉱物と母材との關係に就いて土肥, 24, 277~280, 313~317, 1954.

する。角閃石は 1~2 mm 大の自形乃至半自形結晶で、時に 5 mm 以上のものが認められる。多色性は一般に X' : 帯褐淡黄色、Z' : 帯黄緑色で、緑色の著しいものがある。屢々楕石を包裹する。其他燐灰石、楕石或は少量の磁鉄鉱が存在するが、0.1~0.05 mm 大の自形結晶で殆んど黒雲母或は角閃石の包裹物として認められるに過ぎない。

3 土壤の性状及形態

研究に用いた試料は既に述べた大越町の西方約 1 km、標高 400~500 m 丘陵性山地の一部で採集したもので、田畑として耕作せられた小さな併し巾の広い谷で貫ぬかれ、其の間の丘陵地は概して傾斜緩慢で、雑木林に被われている。採集地は南西に面した 15~20° の傾斜地で、くぬぎ、なら、くり等の雑木の他、下草として笹を交えている。

土壤の断面を其の色、土性、構造等より 6 ケに区分し夫々の試料を採集した。断面の形態及性状は次の通りである。

No. 11. (0~13 cm) : チョコレート黒色を呈する砂壤土で 2~3 mm の粒状構造が認められ、可成り多孔質で粘着性は殆んどない。肉眼的に石英及真鍮光沢を有する黒雲母が存在する。pH 5.8

No. 12 (13~36 cm) : 多少チョコレート色を帯びるが上層よりも濃い黒色を呈する砂土で、粒状構造も同様認められ、多孔質で粘着性はない。石英、長石及真鍮光沢を有する黒雲母が多少認められる。pH 6.0

No. 13. (36~74 cm) : 帯黄赤褐色、赤味の強い壤土で、粒状構造は上層よりも大きい。粘着性は多少増加する。黒雲母の小片は可成り多い。pH 6.2

No. 14. (74~114 cm) : 帯赤黄褐色の砂壤土で、上層よりも赤味を減じ黄色を増加する。粒状構造は多少認められる。可成り粘着性はあるが、黒雲母、石英粒は更に多くなる。pH 6.5

No. 15. (114~142 cm) : 帯黄淡褐色を帯びた砂土で、黒雲母の小片極めて多く石英も亦多量に認められる。構造は見られない。粘着性も減少する。pH 5.8

No. 16. (142 cm 以下) : 帯黄淡褐色を呈し、母岩が単に風化により柔くなつただけで、石英、長石、黒雲母、角閃石の結晶及黄褐色の粘土より成るものである。pH 6.0

4 試料の分離及調製

土壤中に含まれる粘土鉱物はその源を複雑な母材に仰ぎ、四季を通じて気候環境変化の影響を受けるため、単一種として存在する事は稀であつて、一般には二種以上の粘土鉱物の物理的な混合物或は近年次第に明かにされつゝある異種粘土鉱物の mixed layer aggregate として存在する。粘土鉱物の結晶はたとへ可成り大きな結晶が稀にあるとは云え、普通 1μ 以下の細かい結晶であつて、而も混合体であると云う事實は、現在の段階に於て之等を単一鉱物に分離精製する事の一大障害となつている。純粹な形で

粘土鉱物を採り出す事は土壤粘土鉱物の研究に不可欠な問題であるが、著者は出来る限り純粋な試料を得るために沈降法及遠心分離器を用いて粒径による純化を行い、次の様な操作によつて試料を精製した。

土壤試料は未風乾のまゝ、6% H_2O_2 を用い湯煎上に於て数回繰返して有機物を分解除去後、 $>200\mu$ を篩で除き、N-NaOH を少量加えて $\text{pH}=8.5$ (No.11,12 のみ N-HCl を使用し $\text{pH}=5.0$) とし分散懸濁せしめ、Stoke's law を用いて粒径 2μ に相当する粒子の沈降時間を計算し、その時間の経過後分散液を siphon にて採集、 2μ 以上の沈澱物は再び分散懸濁せしめて同じ操作を数回反復し、 $<2\mu$ の分散液を集め、更に此の分散液は遠心分離器を用いてその時間と回転数より $<0.2\mu$, $0.2\sim 0.5\mu$, $0.5\sim 1.0\mu$ 及 $1.0\sim 2.0\mu$ の各 fraction に分けた。此の操作はその上澄液が透明になり夫々各 fraction が純粋になる迄行つた。更に $>2\mu$ の fraction に就いては総て分散懸濁せしめ沈降法により $2\sim 5\mu$, $5\sim 20\mu$ 及 $20\sim 200\mu$ の各 fraction に分離したが、此の場合でも各 fraction が純粋になるまで反復繰返し同じ操作を行つたものである。

各 fraction に分離した試料は、珪酸、水酸化禁土ゲル、酸化鉄及粘土に結合せる酸化鉄を含むものであり、之を除くため Truog¹⁾ の方法を用いた。Drosdoff²⁾ の H_2S の方法の方が粘土鉱物の破壊が少く、酸化鉄の除去に適するが³⁾、著者の用いた試料では充分な除去が不可能であり操作後に於ても明瞭に黄褐色が残存するので、Truog の硫化ソーダ、硝酸法を用いた。

酸化鉄を除去した試料は其の除去の操作中に生じた硫黄を含むので、之を除くため $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ で脱水後、 $2\text{C}_2\text{H}_5\text{OH} + \text{CS}_2$ の溶液で数回更に CS_2 を除くため $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ で数回遠心分離器を用いて洗滌後、2% NaCO_3 溶液中で30分間煮沸し、遠心分離器により上澄液を除き、N/20 の稀塩酸により置換性の Na を完全に H に置換せしめた後、 $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ を以つて Cl' の反応のなくなるまで洗滌、更に $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$ 及 C_6H_6 で洗い、風乾して各実験に供した。

5 Sand の鑛物組成

土層断面の生成過程、母材の種類並びに風化の状態を知る目的で $>20\mu$ の砂の鉱物組成並びに其の光学性を顕微鏡下に於て定量的に調べた。砂は所謂粗砂と呼ばれる $>200\mu$ の fraction と、 $200\sim 20\mu$ の細砂とに分け、

- 1) Truog, E., Taylor, J. R., Pearson, R. W., Weeks, M. E. and Simonson, R. W. : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **1**, 101, 1936
- 2) Drosdoff, M. : Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **6**, 131, 1941
- 3) 内山修男, 鬼鞍 豊 : 土肥誌, **24**, 271~276, 1954

第1表

Mineral composition of sand ($>20\mu$)

	No.11		No.12		No.13		No.14		No.15		No.16		
Quartz	15.2*	14.6 0.6	9.8	9.8	51.1	50.3 0.8	43.3	42.8 0.5	36.4	36.1 0.3	50.8	50.4 0.4	C F
Oligoclase	13.7	2.8 10.9	7.4	1.3 6.1	8.4	1.3 7.1	6.3	1.0 5.3	7.5	1.6 5.9	7.8	3.5 4.3	C F
Biotite	19.3	0.1 19.2	3.7	0.1 3.6	27.0	1.6 25.4	40.3	4.2 36.1	51.3	26.0 25.3	33.7	14.1 19.6	C F
Hornblende	9.4	3.3 6.1	7.3	3.2 4.1	5.8	0.3 5.5	6.2	0.5 5.7	4.7	0.8 3.9	7.6	1.2 6.4	C F
Pumice	12.1	9.7 2.4	36.7	10.9 25.8	0.1	0 0.1							C F
Volcanic glass	1.2	0 1.2	1.8	0 1.8	1.7	0 1.7	2.0	0 2.0					C F
Andesine	23.6	20.3 3.3	27.2	21.2 6.0	3.5	0.8 2.7							C F
Hypersthene	2.8	1.1 1.7	3.6	1.7 1.9	0.7	0.2 0.5	0.7	0 0.7					C F
Augite	0.3	0 0.3	0.3	0 0.3	0.2	0 0.2	0.2	0 0.2					C F
Titanite	tr	0 tr	0.1	0 0.1	tr	0 tr	0.1	0 0.1	tr	0 tr	tr	0 tr	C F
Black opaque minerals	2.4	0 2.4	2.1	0 2.1	0.8	0 0.8	0.9	0 0.9	tr	0 tr	0.1	0 0.1	C F
Fe-concretion					0.7	0.7 0							C F

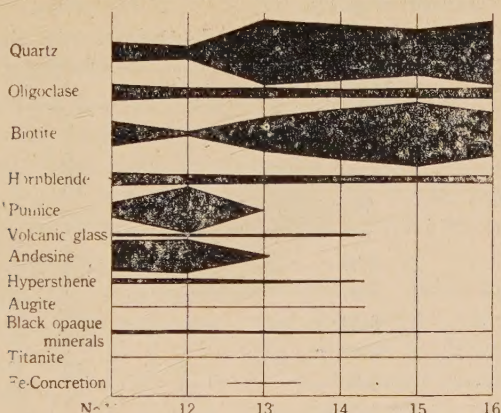
*wt%. C:coarse sand ($>200\mu$), F:fine sand ($20\sim200\mu$)

粗砂は各鉱物を顕微鏡下に於て分類秤量し、細砂は更に篩により $200\sim100\mu$ 及 $100\sim20\mu$ とし夫々に就き測定の便宜上 bromoholm (比重 2.9) を用いて重鉱物と軽鉱物とに分け顕微鏡下に於ける頻度と其の実測せる比とより重量百分比を計算した。之等を集計し $>20\mu$ として一括したのが第1表及第1図に示す通りである。

本土層断面中に含まれる鉱物は石英、灰曹長石、黒雲母、普通角閃石、榭石、浮石、火山玻璃、中性長石、紫蘇輝石、普通輝石及び黒色不透明鉱物である。

a) 石英：他形の半透明乃至乳白色を帯びた結晶で、No. 16~13では約 50%を占めて其の主成分をなし、寧ろ上層に向つて増加の傾向にあるが、No. 12 及 11では急激に減少している。之は後で詳しく述べるが黒雲母も同様の傾向にあり、火山性物質の多量に加わつた為め相対的に花崗閃緑岩源の鉱物が減少したものである。又図で明らかな様に石英は $200\sim20\mu$ の細砂中には殆んどなく $>200\mu$ の粗砂の大半を占め、細砂に於ても著しい相違は認められない。

b) 灰曹長石：他形乃至半自形の結晶で、sand fraction 中に認められるものは概して新鮮であるが、双晶面或は劈開面に沿ひ機械的な破壊を受け或は時に暗灰色に

第1図 Mineral composition of sand ($>20\mu$)

汚染されている事がある。屈折率は母岩中の新鮮な結晶では $\alpha=1.541$, $\gamma=1.550$ であるが、土壌中のそれは $\alpha=1.540\sim 1.535$, $\gamma=1.547\sim 1.543$ で下層より上層になるに従い多少減少の傾向にある。

本鉱物は下層より上層迄 7~8% で著しい量的変化はないが、No.11 の表層では 13.7% で多少増加し、又粗砂と細砂の関係をみるに、No. 16~13 迄粗砂は減少、細砂は増加の傾向を示している。併し之等の含有量は母岩中の石英との相対的關係からみれば極めて微量であり、若し石英と同様風化作用が殆んど行われぬものと仮定すれば 30% 前後は含まれる可きで、本鉱物の大部分は風化されて silt 或は clay の生成に関与せるものと考えなければならない。

c) 正長石：本鉱物は母岩中に約 10% 含まれるが、土壌中には屈折率 $\alpha=1.518$, $\gamma=1.523$ 前後で、其の光学性から正長石と考えられる小片が極めて稀に認められるに過ぎず、大部分は風化作用を受けてしまったものであろう。之は土壌中の粘土分を考察するのに注意しなければならない事実である。

d) 黒雲母：真鍮光沢を有する板状の所謂加水黒雲母に変つている。顕微鏡下では表面は縮緬肌或は平滑に近く、多少角ばつた板状不定形で、黄色を呈し、多色性はない。中には殆んど消光を示さないものがあるが、一般には僅かに波動消光を示すものが多く或るものは微細な或は繊維状の結晶が明瞭で、特に周囲に認められる事が多い。屈折率は母岩の新鮮な結晶が $\alpha=1.618$, $\gamma=1.630$ であるに反し、 $n=1.558\sim 1.594$ の間にある。表面が縮緬肌のもの程再結晶が明瞭で、屈折率も低く kaolinite のそれに近似する。

最下層 No.16 中より本鉱物のみを集め、水酸化鉄を除いた試料に就いて化学分析、X線粉末写真及示差熱分析を行つた。其の結果は第 2, 3 表及第 2 図に示す通りである。

示差熱曲線では 115°C に小さな endothermic peak があり、 920°C の exothermic peak は鉄の含量の高い為め kaolinite 等のそれに比し可成り低いが、 575°C の endothermic peak は略左右対称で kaolinite に類似する。

第2表

Chemical composition of hydro-biotite from sub-soil

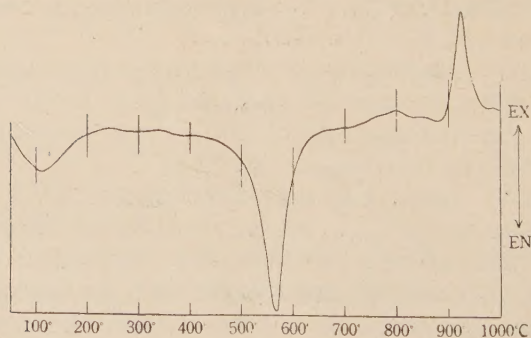
SiO ₂	42.05wt%
Al ₂ O ₃	25.98
Fe ₂ O ₃	8.00
FeO	1.46
MnO	tr
CaO	tr
MgO	3.38
Na ₂ O	n.d
K ₂ O	5.34
H ₂ O(+)	9.68
H ₂ O(-)	3.39
Total	99.28
SiO ₂ /R ₂ O ₃	2.23
Cation ex. cap. (m.e./100gr)	31.8

第3図

X-ray powder pattern of hydro-biotite from sub-soil

I	d
9	7.11
6	4.44
10	3.94
7	3.55
4	3.24
1	2.89
5	2.61
3	2.36
2	2.18
4	2.00
1	1.82
6	1.67
5	1.65
2	1.54
	1.50

第2図 Differential thermal curves of hydro-biotite



X線粉末写真の結果は 001 の 7.11 線が強く、其の線も kaolinite の存在を示している。化学分析の結果では kaolinite に比較して Fe₂O₃, MgO 及 K₂O 何れも可成り多量である。試料それ自体風化の種々の段階のものが混つている為斯様な結果を生じたものであろう。併し何れにしても之等実験の結果では黒雲母が風化作用により illite, kaolinite へと移行しているものと考えられ、Walker¹⁾の黒雲母の風化の研究では中間段階のみで kaolinite 迄の生成過程透明かではないが、其の結

論である自然条件下で地下水面上の排水の良好なところでは kaolinite に移行すると云う考えと一致し、又 Jeffries 等¹⁾は、雲母の風化過程の結論として、mica→mica intermediate→chlorite intermediate→chlorite→kaolinite の一系列を発表している。本断面では chlorite の存在は認められず、必ずしも斯様な過程を経過するか否かは不明であるが、少くとも黒雲母の風化の end-product の一つとして斯様な環境で kaolinite の生成を考える可きであろう。

本鉱物は石英と共に土壌の sand fraction の主成分で 30~50% に及んでいる。最下層の No.16 で 33.7% であるが No.15 では 51.3% に増加、之れより上層に向つて減少を示し、No.12 では火山源の浮石、中性長石等の混入のため 3.7% に減少するが、No.11 の表層で再び増加する。

e) 普通角閃石：概して新鮮な柱状半自形の結晶が多く、多色性は X' ：帯緑淡褐黄色、 Z' ：黄緑色乃至緑色で著しいが、下層の結晶程緑が濃く上層になるに従い多少褐色が強くなる。No. 15, 14 及 13 では屢々劈開に沿ひ酸化鉄で汚染され、又時に結晶の周囲が僅かに無色に変じているものがある。屈折率は $\alpha=1.654\sim1.641$, $\gamma=1.676\sim1.661$ の間にある。全層を通じて其の量極めて少く 3.5~8.7% で上層程増加の傾向にある。母岩中には約 25% 含まれるに反し、sand fraction に数% しか存在しないのは、本岩の風化過程並びに土壌粘土分を考察するのに長石類と共に注意しなければならない事実であろう。

夕角閃石の風化途上にあると思われる半自形の柱状結晶が極めて僅かに認められる。凹凸のある表面を有し、多少黄色を呈するが殆んど無色に近く、劈開が僅かに残存し、屈折率は 1.554 内外で未風化のそれに比較し極めて低い。

f) 浮石：帯黄淡褐色を呈するが、表面に附着せる水酸化鉄を除去すれば淡灰白色に近く多孔質である。顕微鏡下では磁鉄鉱の小結晶を包裹し、時に斜長石が突刺つた様な状態で附着する。浸液中で見れば一般に円粒状で無色或は僅かに褐黄色を呈し、鱗片状結晶が周囲に生じているものもあるが、普通非品質で、1.513~1.519 の屈折率を示すものである。No.13 より僅かに現われ、No.12 では 36.7% に達し、No.11 で 12% に減少する。下層には認められない。

g) 火山玻璃：不定形で板状時に塊状を呈し、表面は平滑乃至縮緬肌で概して無色透明である。非品質で屈折率は浮石よりも多少低く 1.490~1.500 で再結晶を示すものは認められない。No.14 より現われ表層迄存在するが、其の量は 2~1% で浮石に比較し極めて微量である。

h) 中性長石：帯灰色の極めて新鮮な自形乃至半自形の柱状結晶で、屈折率は $\alpha=1.545$, $\gamma=1.553$, An35% である。浮石と同様 No.13 より僅かに現われ、No.12 及 11 では夫々 27.2%, 23.6% となり sand fraction の主成分をなすに至っている。

i) 紫蘇輝石：黒色で玻璃光沢を有する自形乃至半自形の長柱状結晶で、顕微鏡下では帯褐淡緑色を呈し、多色性が著しく、極めて新鮮で風化は全く受けていない。No.14 より表層迄極めて僅かに乍ら認められる。

1) Jeffries, C. D., Rolfe, B. N. and Kunze, G. W. : Mica weathering sequence in the Highfield and Chester soil profiles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 17, 337~339, 1953

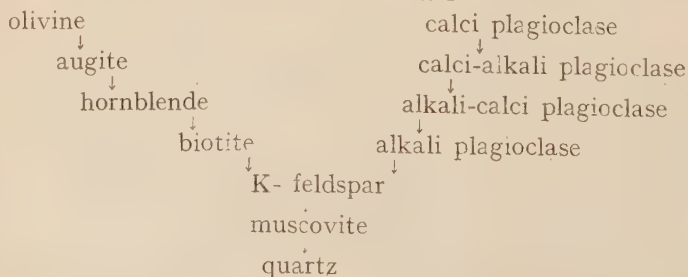
j) 普通輝石： 黒色玻璃光沢を有する自形〜半自形短柱状結晶で、顕微鏡下では淡緑色を呈し多色性はない。紫蘇輝石と同様 No.14 より表層迄存在するが、其の量は更に少く各層何れも 1%以下に過ぎない。

k) 榊石： 新鮮な自形結晶として下層より表層迄極めて僅かに認められる。

l) 黒色不透明鉱物： 比量 2.9 以上の黒色不透明の磁鉄鉱，チタン鉄鉱等を黒色不透明鉱物とした。各層中に極めて僅かに存在し，No. 12, 11 で多少増加の傾向を示している。>200 μ の粗砂中には存在しない。

以上結果を綜括し本土層断面の生成を考察するに、鉱物組成上の著しい事実は、石英、灰曹長石、黒雲母、角閃石、榊石等の一群と、浮石、火山玻璃、中性長石、紫蘇輝石及普通輝石の一群の存在する事で、前者は勿論角閃石黒雲母花崗閃緑岩の風化に由来するものであり、後者は両輝石安山岩の火山灰に相当するものである。之等火山灰系の鉱物中普通輝石、紫蘇輝石及火山玻璃が微量乍ら而も新鮮な結晶として深さ約 1 m の No.14 より認められるが、之は本土層断面の形成が地形的に上方より多少火山性物質を交え本花崗閃緑岩の風化物の運ばれて重つて生じた事を示している。又 No.12 で浮石、中性長石が増加、火山性物質により約 70% 占められるに至っているが、表層の No. 11 では 40% に減じ寧ろ花崗閃緑岩源の物質が多い。以上の事実並びに土層断面の性状或は形態から考えて、No.15 より No. 12 に至る間の断面形成は地形的に上方より運ばれた事は勿論であるが、No.12 の両輝石安山岩の火山灰の被覆迄その間著しい時間的間隙はなく、植物の生育が行われると共に腐植に富んだ No. 12 が形成せられ、其後雨水の侵蝕により上方から運ばれた花崗閃緑岩の風化物並びに火山灰の混合物により被われたものと思われる。尚こゝで表層の主成分である両輝石安山岩の火山灰であるが、普通輝石、紫蘇輝石或は中性長石何れも未風化の状態にあり、浮石、火山玻璃にも何等再結晶は認められず、従つて未だ風化並びに土壌の生成過程に関与しているとは考えられない。

次に各層の鉱物組成から本土層断面の風化よりみた特性を考えるに、造岩鉱物の風化に就いて Goldich¹⁾ はその難易を



1) 前出

とし、olivine は有色鉱物中最も風化が早く、次で augite, hornblende, biotite であり、又無色鉱物では calci-plagioclase が最も早く Na が多くなる程安定となる。又 K-feldspar は更に安定で muscovite は quartz 以外の造岩鉱物中最も安定であるとし、而も又有色鉱物は無色鉱物よりも不安定であると結論している。又 McClelland¹⁾ は風化の系列を olivine > labradorite > muscovite > augite > hornblende > anorthoclase > phlogopite > microcline > albite = biotite とし、Marel²⁾ は basic volcanic glass > olivine > hypersthene > biotite > augite > amphibole > anorthite > epidote > bytownite > andesine > oligoclase > muscovite > garnet > orthoclase > microcline > albite > allanite > zircon > staurolite > rutile > tourmaline > quartz と結論している。更に Graham³⁾ は風化の難易を四段階に区別した。即ち最も不安定のものより挙げれば次の通りである。

- I. Olivine, apatite, anorthite, bytownite
- II. Biotite, augite, hornblende, garnet, epidote, labradorite, andesine
- III. Staurolite, orthoclase, microcline, albite, oligoclase,
- IV. Quartz, muscovite, zircon, tourmaline, rutile, ilmenite, anatase, kyanite, titanite, magnetite

本土層断面に於ける各造岩鉱物の風化の系列は hornblende > biotite > orthoclase > quartz であり、Goldich, Marel 或は Graham の風化系列と略一致するものである。即ち本地域に於ける花崗閃緑岩の風化作用が角閃石より始まり、黒雲母、灰曹長石、正長石へと続いた事は明かである。

斯様な角閃石の如き塩基に富んだ鉱物の風化作用が初期に行われると云う事実、他の塩基性鉱物の風化と共に、たとえ現在本土の pH が 5.8~6.5 であるけれども、少くとも花崗閃緑岩の風化の初期に於ては塩基に富んだ環境を作り、一時的には塩基性岩の風化に近似した状態を生じたものと考えられる。

斯様に母岩の風化並びに土壌化作用が母岩の性質、鉱物の風化に対する抵抗性、気候環境特に降水量、地形等によつて其の経過並びに性質の規定される事は明かであろう。花崗閃緑岩の風化過程が最初角閃石の如き有色鉱物の風化に始まるため、其の初期に於ける土壌は塩基性岩の風化と略類似した塩基に富んだ状態に置かれるものである。併し勿論かゝる状態は花

- 1) McClelland, J. E. : The effect of time, temperature and particle size on the release of bases from some common soil forming minerals of different crystal structure. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **15**, 301~307, 1950
- 2) Marel, H. W. : J. Sediment. Petrol., **18**, 24~29, 1948
- 3) Graham, E. R. : Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., **14**, 300~302, 1950

・ 角閃緑岩の風化物が本岩に特有な砂質なものとなるため、塩基の溶脱と共に急激に失われると思われる。

尙 sand fraction 中に多量に存在し、Goldich 或は McClelland にしても抵抗性の強い鉱物としている黒雲母の風化に対する抵抗性に就いて一言すれば、単に sand fraction 中の量的関係からみれば母岩のそれとは逆に其の量極めて多く、機械的風化は著しくない。併し既に述べた様に、本鉱物は加水黒雲母と称す可きで、示差熱分析、X 線粉末写真或は化学分析の結果では既に illite, kaolinite に近い性質を示しており、又 sand fraction 中に角閃石が僅かに新鮮な結晶を残すに反し、所謂新鮮なる黒雲母と称す可きものは認められない。勿論本鉱物は風化の初期に於て土壤の粘土分に主要な役割を演ずるとは思われぬが、風化に対する抵抗性と云う点からみれば McClelland の如く最も安定な鉱物とするのは疑問であり、Graham 或は Marel 等の述べている様に角閃石等と同列に入れる可きものと考えられる。

(未完)

静岡県寛長鑛山産のクローム鐵鑛に就て

On the chromite from the Hiroosa mine, Shizuoka Prefecture,

北原 順一 (Jun-ichi Kitahara)*

Abstract; The chromite bodies at the Hiroosa mine consist of massive chromite, of grains disseminated in serpentinite.

In thin section the dusty magnetite and yellowish brown chlorite are abundant in darker variety of serpentinite, but in greenish serpentinite those are scarcity.

Chromite in serpentinite rarely has black margins and is crossed by black opaque material, presumably ferrian chromite or chromian magnetite.

Chromite samples analyzed by the present writer gave a content of Cr_2O_3 ranging from 47 to 52% and Cr/Fe ratio of 1.7 to 2.1. It appears likely that there may be systematic variation from spinel molecule to magnetite molecule in composition of the chromite. It seems that Fe_2O_3 is concentrated in the residual solutions.

* 島根大学理学部地学教室

位 置

広長鉾山は静岡県志太郡大長村相賀にあり、島田市の西北方約6 軒に位する。大井川は当地の南端を南流している。

地 質 略 記

広長鉾山附近は $N10^{\circ}E$ 方向に延びる南北約 4 軒、東西約 15 軒の小蛇紋岩地帯である。蛇紋岩帯の北は閃緑岩、西部は市之瀬層、東部は滝沢層にそれぞれ接している¹⁾。市之瀬層及び滝沢層は瀬戸川統に属する。槇山次郎²⁾は瀬戸川統を瀬戸川累層群と改称した。尙この層群を古第三系に相当するものとしている。市野瀬層は滝沢層より下部であつて、砂岩、頁岩及び礫岩より成り、走向は $N30-50^{\circ}E$ である。滝沢層は頁岩、チャート、凝灰岩、石灰岩、礫岩より成り、走向 $N20-50^{\circ}E$ 、傾斜 $50-80^{\circ}W$ である。蛇紋岩は水成岩堆積後侵入したものと見られる。蛇紋岩と閃緑岩との直接の関係は見られぬ。(地質図は千谷によるもの及び槇山によるものを参照されたい。)

蛇 紋 岩

黒色蛇紋岩 (一部綠色) 顕微鏡下に検するに、新鮮な橄欖石も認められるが、大部分のものは蛇紋石化作用を蒙つて、磁鉄鉱を線状、点状、塵状に遊離している。菱苦土鉱が蛇紋石より二次的に生じているのものもある。蛇紋石は網目組織を示し、無色で干渉色は低い、蛇紋石乃至緑泥石に黄褐色を示すものもあるが、此のものは bowlingite 或は xylotilite 種の緑泥石であろう。方解石の細脈が貫いている。方解石は一軸性で、劈開明瞭である。約 0.05-0.1 軒大のクローム鉄鉾粒も認められる。

クローム鉄鉾 No.1 の母岩 肉眼的に蛇紋岩の一部に滑石を認めることが出来る。滑石は軟く、淡緑色で真珠光沢を示す。鏡下に観るに、橄欖石は蛇紋石化し、細粒の磁鉄鉱を遊離し、網状組織を有する。頑火輝石は無色、直消光を示す。

蛇 紋 岩 の 化 學 組 成

黒色蛇紋岩の化學組成 黒色蛇紋岩を分析に供し、第1表に示す様に、その結果を Barth³⁾ による計算方法に倣つて、化學組成式を算出してみた。

- 1) 千谷好之助：7万5千分の1地質図，静岡説明書
- 2) 槇山次郎：地球，9，昭和3
同上：日本地方地質誌，中部地方，昭和25
- 3) W. Barth：Jour. Geol., 56, 1948

第 1 表

Wt%		Mols	Atomic ratios		Ditto when O=160
SiO ₂	36.60	610	Si	610	31.2
Al ₂ O ₃	0.58	6	Al	12	0.6
Fe ₂ O ₃	7.31	46	Fe ⁺⁺⁺	92	4.7
Cr ₂ O ₃	0.67	4	Cr	8	0.4
FeO	4.39	61	Fe ⁺⁺	61	3.1
MgO	33.82	846	Mg	846	43.3
CaO	0.08	1	Ca	1	0.1
MnO	0.21	3	Mn	3	0.2
Alk.	n.d.				
(CO ₂)+H ₂ O	14.83	824	H ₊	1648	84.4
H ₂ O-	1.21	67	H ⁻	(134)	9.3
	99.70		O	3123	160.0

化学組成式は $\text{Si}_{31.2} \text{Al}_{0.6} \text{Fe}^{+++}_{4.7} \text{Cr}_{0.4} \text{Fe}^{++}_{3.1} \text{Mg}_{43.3} \text{Ca}_{0.1} \text{Mn}_{0.2} \text{O}_{160} \text{H}_{+84.4}$ となる。

クローム鉄鉱 No.1 の母岩の化学組成 クローム鉄鉱 No.1 を胚胎する蛇紋岩の化学分析値及び Barth の算式による値は第2表に示す通りである。

第 2 表

Wt%		Mols	Atomic ratios		Ditto when O=160
SiO ₂	38.08	635	Si	635	33.2
Al ₂ O ₃	1.02	10	Al	20	1.0
Fe ₂ O ₃	7.11	44	Fe ⁺⁺⁺	88	4.6
Cr ₂ O ₃	0.44	3	Cr	6	0.3
FeO	5.07	70	Fe ⁺⁺	70	3.7
MgO	33.50	838	Mg	838	43.8
CaO	1.07	19	Ca	19	1.0
MnO	0.02	0.3	Mn	0.3	0.02
Alk.	n.d.				
(CO ₂)+H ₂ O	12.46	693	H ₊	1386	72.4
H ₂ O-	1.05	58	H ⁻	(116)	7.8
	99.82		O	3061.3	160.0

化学組成式は $\text{Si}_{33.2} \text{Al}_{1.0} \text{Fe}^{+++}_{4.6} \text{Cr}_{0.3} \text{Fe}^{++}_{3.7} \text{Mg}_{43.8} \text{Ca}_{1.0} \text{Mn}_{0.02} \text{O}_{160} \text{H}_{+72.4}$ である。

緑色蛇紋岩の化学組成 緑色を示す蛇紋岩の化学分析値及び Barth 値は第3表に示す様である。

化学組成式は $\text{Si}_{33.8} \text{Al}_{0.6} \text{Fe}^{+++}_{4.3} \text{Cr}_{0.3} \text{Fe}^{++}_{2.9} \text{Mg}_{44.8} \text{Ca}_{0.9} \text{Mn}_{0.2} \text{O}_{160} \text{H}_{+66.4}$ となる。

前に述べた様に、黒色蛇紋岩を鏡下に観れば、蛇紋岩化作用の時遊離した塵状の磁

第 3 表

Wt%		Mols	Atomic ratios		Ditto when O=160
SiO ₂	39.04	650	Si	650	33.8
Al ₂ O ₃	0.59	6	Al	12	0.6
Fe ₂ O ₃	6.59	41	Fe ⁺⁺⁺	82	4.3
Cr ₂ O ₃	0.50	3	Cr	6	0.3
FeO	4.01	56	Fe ⁺⁺	56	2.9
MgO	34.43	861	Mg	861	44.8
CaO	1.02	18	Ca	18	0.9
MnO	0.23	3	Mn	3	0.2
Alk.	n.d.				
(CO ₂) + H ₂ O ₊	12.38	688	H ₊	1276	66.4
H ₂ O ₋	1.02	56	H ₋	(112)	7.5
	99.81		O	3076	160.0

鉄鉱が多い。又蛇紋石乃至緑泥石に黄褐色を示すもののあるのは鉄の含量の多いのを示すものである。黒色蛇紋岩及び緑色蛇紋岩の化学組成を検討してみるに、黒色のものは FeO 4.39%, Fe₂O₃ 7.31% で、緑色のものは FeO 4.01%, Fe₂O₃ 6.59% である。鉄の含量は黒色のものに多いのが判る。Barth に倣つて蛇紋岩の化学組成式を求め、その化学式を比較してみても、黒色のものに量が多い。Fe₂O₃ 大凡 7% 乃至 FeO + Fe₂O₃ = 11% を境にして岩石の色が変わる様である。色の変化は蛇紋岩化作用の程度による遊離磁鉄鉱の量にも勿論よるものである。

化学分析表に示す様に、当地産の蛇紋岩は比較的多量の FeO + Fe₂O₃ を含む。岩石中に胚胎する鉱物の化学成分の量は母岩の化学組成と相関々係のあるものである。後に述べる様に、当地産のクローム鉄鉱の MgO/FeO + Fe₂O₃ が比較的小さく、鉄の含量の多いのは母岩の化学成分量が反映したものと見ることが出来る。クローム鉄鉱の酸化物の含量と珪酸塩岩の成分量とは分化の過程において互に関係するものである。

尖 晶 石 族

尖晶石族は等軸晶系完面像晶族で、空間群 Fd3m, 単位胞に (Mg, Fe)₃Cr₁₆O₃₂ を含む。尖晶石群の鉱物は AB₂O₄ なる化学式で表され、A イオンは 4 個の O の配位を有し、B イオンは 6 個の O の配位を有するのを 1915 年に西川及び Bragg により各々独立に明かにされた。こゝに A は Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Alkali であり、B は Al, Fe³⁺, Cr, Mn²⁺, V, Ti である。

格子の長さは二価のイオンでは Mg, Fe, Mn の順序に増し、三価のイオンでは Al, Cr, Fe の順序に増す。これは一般にイオン半径の大きさの順位である。この群の元素のイオン半径は Goldschmidt によれば Mg²⁺ (0.78Å), Fe²⁺ (0.83Å), Al³⁺ (0.57Å), Cr³⁺ (0.64Å), Fe³⁺ (0.67Å) で Al³⁺ は Si (0.39Å) と Cr³⁺ との中間の大きさである。

尖晶石は (Mg, Fe, Zn, Mn) (Al, Cr)₂O₄ であらわされる。Al は任意の割

合に Cr により置換される。MgAl₂O₄ (spinel proper) より FeAl₂O₄ (hercynite) 迄、MgAl₂O₄ より MgCr₂O₄ (picrochromite) 迄、MgAl₂O₄ より FeCr₂O₄ (chromite) 迄はそれぞれ連続系列をなして、完全固溶体をなす。磁鉄鉱は (Fe, Mg, Mn, Zn, Ni) Fe₂O₄ であらばされ、限られた量の Fe が Al 及び Cr で置換される。

尖晶石、磁鉄鉱が余分の三価の塩基を固溶体として含むことの出来るのは二価の原子で占められるところが空いているためである。

ク ロ ー ム 鐵 礦

クローム鐵礦 No.1 蛇紋岩中に斑状的に存するもので、大小 0.2-0.4 耗程度である。淡褐色のものと黒色を示すものがある。蛇紋岩に細い方解石脈及び霏石脈の発達したところがあるが、此等の細脈中に稀にクローム鉄鉱粒が脈の方向に伸びて配列している。蛇紋岩中に晶出したものが、其等の脈が生成する際、その中にとりこまれたものと見られる。

淡褐色を示す粒のものを顕微鏡下に検するに、鏡下でも淡褐色を示すが、黒色である部分も多少ある。この淡褐色のクローム鉄鉱は MgO 分子多く、Cr₂O₃ 分子の少ないものと堆定される。方解石脈中に存するものを鏡下に観ても、その脈の影響を蒙っていない。

淡褐色クローム鉄鉱粒を蛇紋岩より分離して、化学分析に供した。その結果は後記第4表に示す様に、尖晶石成分の多いものである。

クローム鐵礦 No.2 肉眼的に黒褐色である。顕微鏡下に観るに、塊状鉱に近い斑状鉱である。赤褐色であるから、Cr₂O₃ 分子の多いものであることが判る。赤褐色クローム鉄鉱に稀に黒色線状の部分と周縁が黒色のものがある。黒色の部分は後述する様に、磁鉄鉱成分の多いところであるのは明かである。均質の色を示さず多少黒色の部分を有するから、化学分析結果は赤褐色の部分の化学成分を代表するのではなく、それに近い成分を示すものである。岩漿から凝固する際、完全に固溶体になることが出来ず、黒色の鉄の多い部分が不溶分離したものと見られる。クローム鉄鉱間の充填物は蛇紋石及び方解石である。方解石であるのは一軸性、負性であることより判る。

クローム鐵礦 No.3 鏡下に観るに、塊状鉱に近い斑状鉱である。主に赤褐色を示すが、時に黒色線状の部分がある。小粒のものに黒色なものがあり、大粒のもの周縁が黒色であるものもある。クローム鉄鉱の間隙を埋めるものは蛇紋石で、蛇紋石は後生的であると見られる。蛇紋石は無色であるが、部分的に緑青色を示すところがある。第4表に示す様に、クローム鉄鉱 No.3 は前記クローム鉄鉱 No.2 と大凡似た化学組成を示すものである。

クローム鐵礦 No.4 肉眼的に鉄黒色で金属光沢がある。部分的に褐色のところがある。鏡下で観ると、斑状的の部分もあるが、全体として塊状鉱である。褐赤色であるが、黒色の部分も僅に認められる。クローム鉄鉱は蛇紋石及び方解石により間を充たされている。化学的組成は前記 No.2, No.3 のものと似ている。近似した化学組成を示す此等三者は当鉱山産クローム鉄鉱の代表的成分を示すものと見做すこと

が出来る。尙化学組成が近似していても、肉眼的に褐色、黒色のもののあるのは粒子の大きさの相異によるものと考えられる。

クローム鉄鉱 No.5 顕微鏡的に、塊状鉱であるが、斑狀的の部分もある。黒色であるが、赤色の小部分が稀にある。第4表の化学分析表に示す様に、 Fe_2O_3 の含量が多く、磁鉄鉱成分の多いものである。顕微鏡下に黒色を呈するのは磁鉄鉱成分の含量の多いものであるからである。

クローム鉄鉱 No.6 顕微鏡下に、斑狀的で黒色である。第4表の化学分析表並に後記第7表、第8表に示す様に、磁鉄鉱成分の多いものである。 Fe_2O_3 は固溶体としてクローム鉄鉱に余分に存するものと見られる。斑狀鉄、塊状鉄には成分に特徴があるわけではなく、両者の産状は通常漸移するものである。クローム鉄鉱 No.5 及び No.6 は最も後生的である。

以上記述したクローム鉄鉱の品出順序による化学組成の変化を検討してみるに、尖晶石成分の多いものが最初に品出し、次がクローム鉄鉱成分のものであり、磁鉄鉱成分の多いものは後生的である。イオン半径の大きさが晶出する順序に影響する様である。

クローム鉄鉱の化学組成

細粒のクローム鉄鉱を双眼顕微鏡下に観て、蛇紋石、方解石等の附随しているものを採取し、出来るだけ良いものを選んで化学分析試料に供した。第4表に示す様に、分析結果に SiO_2 のあるのは蛇紋石の様な珪酸塩鉱物が純質のものと見られたクローム鉄鉱に尙随伴していたためである。蛇紋石の化学式を $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ として、分析結果の SiO_2 の割合に応じて MgO を差引き、分子数を算出してそれより単位胞に含まれる原子数を求めた。当鉄山産六種のクローム鉄鉱の分析結果は第4表に示す様である。

第 4 表

	No.1		No.2		No.3		No.4		No.5		No.6	
	Wt %	Mols	Wt %	Mols	Wt %	Mols	Wt %	Mols	Wt %	Mols	Wt %	Mols
FeO	14.72	204	16.94	235	16.09	222	16.50	229	15.07	209	15.16	211
MgO	13.03	326	10.77	269	11.98	300	11.27	282	12.01	300	11.08	277
MnO	0.17	2	0.21	3	0.32	4	0.29	4	0.19	3	0.12	1
Cr_2O_3	47.19	310	51.15	337	51.54	339	52.05	342	46.56	306	51.35	338
Al_2O_3	19.33	189	14.14	138	13.67	134	12.63	124	15.94	156	10.59	104
Fe_2O_3	5.36	34	5.49	34	6.01	38	5.91	37	8.80	55	10.92	68
SiO_2	0.42	7	0.86	14	0.36	6	0.91	15	0.83	14	0.13	2
CaO	tr		tr		tr		0.18		0.41		0.10	
	100.22		99.56		99.97		99.74		99.81		99.45	

計算の例としてクローム鉄鉱 No.1 のものに就て記すると、第5表に示す通りである。こゝに尖晶石族は単位胞中に 8 個の分子を含むから、便宜上 MnO の値を FeO に加算して、各々の分子比より単位胞中の原子数を求めることが出来る。他のものゝ計算は表記するのを略した。

第 5 表

	Wt%	Mol ratios	Atoms/unit cell	
FeO	14.72	204	Fe	3.2
MgO	13.03	326-11*=315	Mg	4.8
MnO	0.17	$\frac{2}{532-11*=521}$		$\frac{8.0}{8.0}$
Cr ₂ O ₃	47.19	310	Cr	9.3
Al ₂ O ₃	19.33	189	Al	5.7
Fe ₂ O ₃	5.36	$\frac{34}{533}$	Fe	1.0
				16.0
SiO ₂	0.42	7-7*=0		
CaO	tr			
	100.22			

* 不純物の蛇紋石を差引く

単位胞中の原子数 単位胞中の原子数を前述クローム鉄鉱 No.1 の例に倣つて算出してみると、第6表に示す様である。

第 6 表

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
Fe	3.2	3.9	3.5	3.8	3.5	3.5
Mg	$\frac{4.8}{8.0}$	$\frac{4.1}{8.0}$	$\frac{4.5}{8.0}$	$\frac{4.2}{8.0}$	$\frac{4.5}{8.0}$	$\frac{4.5}{8.0}$
Cr	9.3	10.6	10.6	10.8	9.5	10.7
Al	5.7	4.3	4.2	4.0	4.8	3.3
Fe	$\frac{1.0}{16.0}$	$\frac{1.1}{16.0}$	$\frac{1.2}{16.0}$	$\frac{1.2}{16.0}$	$\frac{1.7}{16.0}$	$\frac{2.0}{16.0}$

クローム鉄鉱の端成分の百分比 クローム鉄鉱の単位胞中の原子数から Spinel : $\frac{Al}{2}$, Magnesiochromite : $Mg - \frac{Al}{2}$, Ferrochromite : $\frac{Cr+Al}{2} - Mg$, Magnetite : $Fe^{++} + Mg - \frac{Cr+Al}{2} = \frac{Fe^{+++1})}{2}$ なる式を用いて、端成分の百分比を算出してみると、第7表に示す通りである。

1) R. E. Stevens : Am. Min., 29, 1944.

第 7 表

Endmembers	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
Spinel MgO. Al_2O_3	35.6	26.9	26.3	25.0	30.0	20.6
Magnesiochromite MgO. Cr_2O_3	24.4	24.4	30.0	27.5	26.3	35.6
Ferrochromite FeO. Cr_2O_3	33.8	41.8	36.2	40.0	33.1	31.3
Magnetite FeO. Fe_2O_3	6.2	6.9	7.5	7.5	10.6	12.5

クローム鐵鑛のノルム成分 クローム鉄鉱のノルム成分は第8表に示す様である。

第 8 表

Norms	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
Chromite (Mg,Fe) Cr_2O_4	58.2	66.2	66.2	67.5	59.4	66.9
Spinel (Mg,Fe) Al_2O_4	35.6	26.9	26.3	25.0	30.0	20.6
Magnetite $FeFe_2O_4$	6.2	6.9	7.5	7.5	10.6	12.5
MgO/FeO	60/40	51/49	56/44	53/47	56/44	56/44

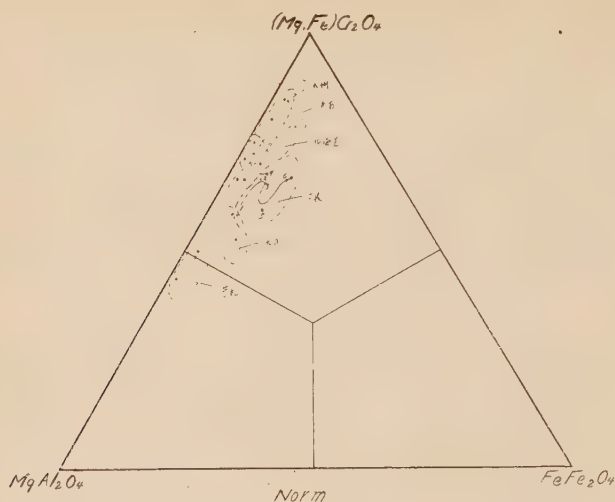
第8表に示す MgO/FeO は二価のものの比率であつて、 Fe_2O_3 を考慮に入れてない。従つて母岩における Mg に対する Fe の比率はクローム鉄鉱の MgO/FeO と関係するのではなく、寧ろ MgO/FeO+ Fe_2O_3 と相關々係がある。クローム鉄鉱の MgO/FeO の値は最初大きく、次に減じる傾向があり、最後に再び増しているが、MgO/FeO+ Fe_2O_3 の値は大なるものより小なるものに順次変る傾向がある。クローム鉄鉱の化学成分の変化より推して、母岩の化学組成は Mg の多いものより後期には Fe の多いものに変る様に見られる。

ノルム成分を三角形図にあらはすと、第1図に示す様である。嘗て筆者¹⁾が調べた各地方産のものも併せて投影してみた。産地毎に或程度成分が異つているのが判る。

クローム鐵鑛の MgO , $Cr_2O_3+Al_2O_3$, Fe_2O_3 の分子比率 MnO の分子数を FeO の分子数に加える。FeO の分子数を Fe_2O_3 のそれに換算し、 Fe_2O_3 の分子数に加える。この様にして得られた分子数から MgO , $Cr_2O_3+Al_2O_3$, Fe_2O_3 の分子百分率を算出してみると、第9表に示す様である。

- 1) 北原順一：地質，53，昭和22.
 同：鉱物と地質，1，昭和22.
 同：同 3，昭和24.

第 1 図



広長鉄山産 1→6 : クローム鉄鉱試料並に大凡の晶出順位

第 9 表

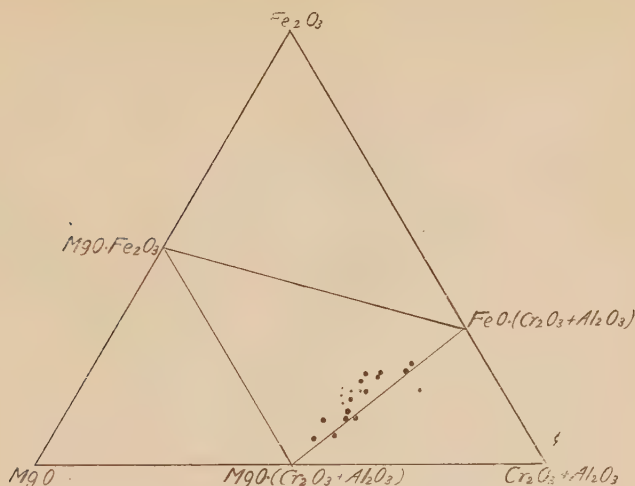
	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
MgO	33	28	32	30	35	31
Cr ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	53	55	52	53	46	51
Fe ₂ O ₃	14	17	16	17	19	18

第2表より各々のクローム鉄鉱の MgO, Cr₂O₃+Al₂O₃, Fe₂O₃ 百分比率には大きな相異のないことが判る。此等の関係を筆者が試みた他産地のものと共に三角図上に示してみると、第2図の様である。何れのものも MgO (Cr₂O₃+Al₂O₃)-FeO(Cr₂O₃+Al₂O₃) 線上の近くに投影される。

クローム鉄鉱の分子比率 クローム鉄鉱に附随する珪酸塩鉱物を差引いたクローム鉄鉱の化学組成より分子数を求め、その分子数の二価の酸化物及び三価の酸化物の百分比率をそれぞれ算出すると、第10表に示す通りである。

第10表で判る様に、初期のものに MgO 及び Al₂O₃ 分子が多く、第二段階では MgO, Al₂O₃ を減じるが FeO, Cr₂O₃ は多くなる。最後の期では FeO は稍減じるが、Fe₂O₃ は多くなる。尙 Al₂O₃ は初期のものより後期のものに減じている。こゝに No.2, No.3, No.4 の試料は第二の段階に属するものである。前に述べた様にこれら三種は大凡似た組成を有

第 2 図



・小点：広島鉾山産クローム鉄鉍

第 10 表

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
MgO	60.5	51.0	56.3	52.7	56.9	56.4
FeO	39.1	48.4	42.9	46.5	42.5	43.4
MnO	0.4	0.6	0.8	0.8	0.6	0.2
	100.0					
Cr ₂ O ₃	58.2	66.2	66.4	67.6	59.2	66.8
Al ₂ O ₃	35.4	27.1	25.2	25.0	30.2	20.6
Fe ₂ O ₃	6.4	6.7	7.4	7.4	10.6	12.6
	100.0					

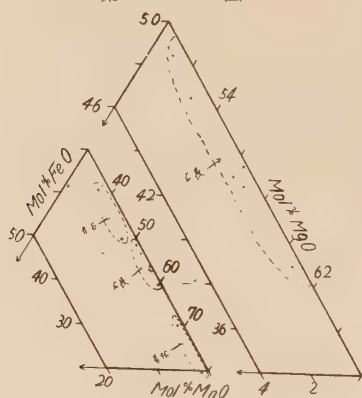
するもので、当鉾山産のものの代表的成分を示す。

当鉾山産のもの並びに筆者が化学分析を試みた他の産地からのものの二価の酸化物及び三価の酸化物の分子比率をそれぞれ第3図及び第4図に投影してみると、産地毎に一つの範囲に存するのが判る。

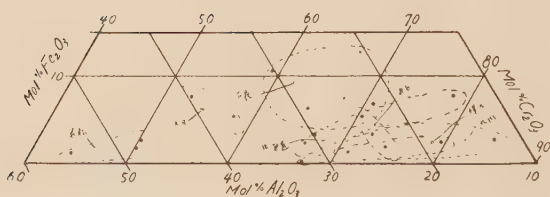
クローム鐵鉍の重量百分率における Cr/Fe クロミウムの鉄に対する重量百分率における比率を求めてみると、第11表にあらはす様である。Cr/Fe>3のものは冶金用とか化学用になる。当鉾山産のもののCr₂O₃の含有率は大凡47-52%で、クローム含有量は余り多いものでなく、鉄の含有量は比較的多いため Cr/Fe=1.7-2.1 となる。従つて冶金及び化学方

面に役立たなく、寧ろ耐火性のものの材料に適している。

第 3 図



第 4 図



第 11 表

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6
Cr/Fe	2.12	2.06	2.11	2.10	1.78	1.85

後 記 本研究は東北大学岩研教室在任中に行つた。島根大学に赴任する頃不健康であつたため、そのまゝ草稿を放棄しておいた。出来るだけ簡潔に最近書いてみた。渡辺萬次郎先生はじめ教室の諸先生に改めて謝意を表する。本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によるものであることを明記しておく。

硫黄（液相）中の斑銅鑛に關する熱的研究

Thermal studies on bornite in melted sulphur.

荻 木 淺 彦 (Asahiko Sugaki)*

Abstract: In this paper, the experimental data on behaviour of bornite in melted sulphur are described. When bornite is sealed in pyrex tubes with sulphur powder and then heated in an electric furnace, the following process is observed.

1) At temperatures higher than 120°C, bornite reacts to form covellite with melted sulphur (Figs. 1A, 6). When cracks are found in bornite, the covellite is produced also in veinlets or as network along them, similar to those of supergen origin (Fig. 1B).

2) At temperatures from 140°C to about 450°C, chalcopyrite appears in bornite in the forms of lattice, emulsion, lens, semi-cell, drop-like and worm-like crystals. The lattice pattern is formed at temperatures from 140°C to 320°C in bornite only near covellite, while the drop-like crystals appear in the inner part of bornite at temperatures higher than the former. The lenticular granules often appear in pairs when heated for one hour at temperatures from 250°C to 350°C (Figs. 4, 6), and they change into drop-like crystals when heated at higher temperatures or for longer times. These various forms of chalcopyrite are thought to be an unmixing product from a solid solution, formed in association with covellite.

3) At temperatures higher than 300°C, a reddish brown mineral is formed in bands or patches in bornite, adjacent to covellite (Figs. 6B, 9B). This mineral resembles bornite, but is anisotropic very strongly.

4) At higher temperatures than 360°C, fine granular pyrite newly appears in bornite and also in massive chalcopyrite, originally existed.

From these results, the writer infers that :

a) It is probable that some ore minerals are formed by thermal dissociation in solid state, as mentioned above.

b) The unmixing phenomena from a solid solution, formed by mechanism of a), can be expected in geological process.

緒 言

硫化鉱石共生体中重要な立場にある Cu-Fe-S 系鉱物相互の関係については、これまで多くの研究者によつて種々論じられている。なかでも 1937

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

年 Merwin 及び Lombard ¹⁾ によつてなされた実験的研究は多大な成果を挙げ、鉱床学研究者の参考となるところが少なくない。しかしながらこの実験は硫黄蒸気圧 455mm 下の条件に於てなされたもので、411°C 以下では硫黄蒸気が凝集して実験不能となり、それ以下の温度に於ける状態の変化は未解のまゝ残されている。我々が屢々必要とするのは上記 411°C より低い温度で Cu-Fe-S 系鉱物がどのような挙動を呈するかで、このような実験は鉱石組織の研究上粗かに出来ないものである。出来ればこの場合熱水溶液の様な条件下の実験が好ましいが、このような実験は現段階では蒸気圧、熱水溶液の化学的性質、実験装置等の困難な問題があり、今直ちに実現することは出来ない。そこで筆者は先づ手はじめとして硫黄熔融液中に於ける斑銅鉱の変化について実験的考察を試みることにした。以下その結果を述べる。

実 験 方 法

実験の試料としては山口県長登鉱山産及び兵庫県明延鉱山産の斑銅鉱を使用した。ともに出来るだけ斑銅鉱の部分を選んだが、そののみよりなる試料を多量得ることは難かしく、多くの場合肉眼的に僅量の黄銅鉱を含む試料を用いた。

先づこのような試料を大きさ大略 5~8 mm 大にし、予め反射顕微鏡下で観察した後、約 2g の粉末状硫黄と共に内径 10mm、長さ 60 mm の硬質硝子中に封じ込み、所定の温度に保つた電気炉中で一定時間加熱した。加熱後は水中或は空气中で急冷、再研磨して斑銅鉱の変化を検鏡する一方硫黄を用いないで斑銅鉱のみを加熱した場合と比較検討した。

銅 藍 の 生 成

実験に供した斑銅鉱は 120°C より周囲の熔融硫黄と反応して Fig. 1A の如く、その周縁部に藍青色の鉱物を生成する。この鉱物は反射顕微鏡下で葉片状集合を呈し、次の様な性質を有する。

反射多色性：灰白色より淡紫灰色をへて藍青色に変化し、葉片状乃至繊維状構造を呈する。

異方性：(直交ニコル下)非常に強く、新鮮な紅赤色より紅黄色をへて濃青色に変化する。

硬 度：低く、黄銅鉱及び斑銅鉱より軟い。

腐蝕試験：KCN(20%)で速やかに黒変するが、HNO₃(1:1), HCl(1:1), FeCl₃(20%), HgCl₂(sat.), KOH(sat.)では変化しない。

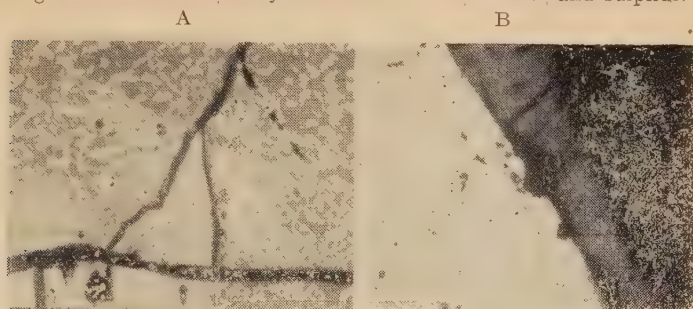
1) Merwin, N. E., Lombard, R. H. : Econ. Geol., **32**, 203~284, 1937

2) Farnham, C. M. : Determination of the opaque minerals, **53**, 1931.

Short, M. N. ; Microscopic determination of the ore minerals, 139,

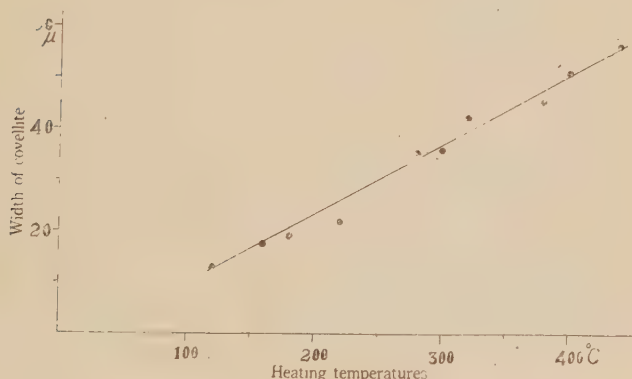
1948. Uytendogaardt, W. : Microscopic identification of ore minerals, **70**, 1951.

Fig.1 Covellite formed by reaction between bornite and sulphur.



- A. Covellite rim (dark gray) produced by heating bornite (gray) and sulphur (dark) at 200° C for 5 hours. $\times 130$.
- B. Covellite veinlets (dark) and chalcopyrite spots (white) produced by heating bornite (gray) with sulphur at 240° C for one hour $\times 130$.

Fig.2 Relation between width of covellite and heating temperature for one hour.



これらの性質は従来記載²⁾されている銅藍のそれと一致する、この場合生成される銅藍反応縁の幅は $10 \sim 60 \mu$ 内外で高温のものは肉眼でも容易に認められ、その生成幅と温度及び加熱時間との関係は Figs.2,3 で示される様である。

なおこの銅藍の生成は斑銅鉱の周縁部のみに限られず、若し斑銅鉱中に裂隙の存在する場合には Fig.1 B の様にそれに沿つて周辺部より銅藍が侵入し、細脈状乃至網状を呈する。この場合裂隙が塊状黄銅鉱中に入れば銅藍の発達が悪くなる。上記の様な産状は下降水等 2 次的作用による銅藍のそれに極めてよく類似する。しかし上述の現象は硫黄を用いないで斑銅鉱のみ加熱した時には全々みられない。

黄銅鑛の現出

銅藍の生成と略々平行してその直ぐ内側の斑銅鉱中には黄銅鉱の析出がみられる。その析出し始める温度は 140°C , 1hr. 附近よりで、この場合の黄銅鉱は斑銅鉱の周縁部、特に前記銅藍反応縁の附近に限って現われ、その形状も懸滴状、細格子状、微レンズ状等不明瞭なものが多く、特に微細なものは高倍率で観察しなければ確認出来ない。しかし温度及び加熱時間の増加と共に析出黄銅鉱は成長し、レ

ンズ状、滴状、蠕虫状、準空胞状等が多くなり、格子状は高温になれば寧ろ少なくなる。これら黄銅鉱の現出する範囲は低い温度では上記の様に斑銅鉱の周縁部に限られるが、温度及び加熱時間の増加と共に黄銅鉱の析出は後者の深部へ進み、 $220^{\circ}\sim 240^{\circ}\text{C}$, 1hr. 以上になれば斑銅鉱試料全体に亘って黄銅鉱の現出がみられる。今低温部に於けるその析出範囲（深度）と温度との関係を示せば Fig.5 の様である。なお参考までに各種黄銅鉱の産状を述べば、

格子状黄銅鑛 (Figs.4A, 7A) $140^{\circ}\sim 320^{\circ}\text{C}$, 特に $180^{\circ}\sim 220^{\circ}\text{C}$ 附近でよく析出し、その産状は銅藍反応縁の近く $40\sim 400\mu$ の部分に限って現われる場合が多く、それに直ぐ接する内側の帯には普通細滴乃至微レンズ状の黄銅鉱がみられる。格子状葉片の大きさは長さ $4\sim 20\mu$, 幅（厚さ） $0.5\sim 2.0\mu$, 多くは直交型乃至正三角形型を呈する。

レンズ状黄銅鑛 (Figs. 4B, 4C, 7) 前者より高温の $220^{\circ}\sim 420^{\circ}\text{C}$ 特に $240^{\circ}\sim 360^{\circ}\text{C}$ の温度で、銅藍反応縁より若干離れた斑銅鉱の内部に顕著に析出し、屢々2箇づゝ一組になつて現われる。その大きさは長さ $4\sim 15\mu$, 厚さ $2\sim 8\mu$ で、普通不規則に散在するが、時には線状配列や一種の格子状組織を呈する場合もあり、また Fig. 6 の様に滴状黄銅鉱に移化する現象も認められる。

滴状黄銅鑛 (Figs. 4D, 4E, 7B) $240, 420^{\circ}\text{C}$ の温度で現われるが、特に 320°C 以上で発達がよい。多くの場合レンズ状黄銅鉱と共に略々同様な場所に産するが、それより稍々高温または長時間加熱の時によく析

Fig.3 Relation between width of covellite and heating time at 200°C

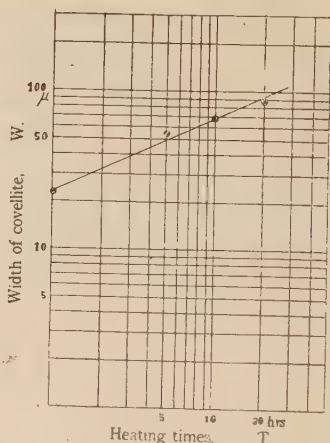
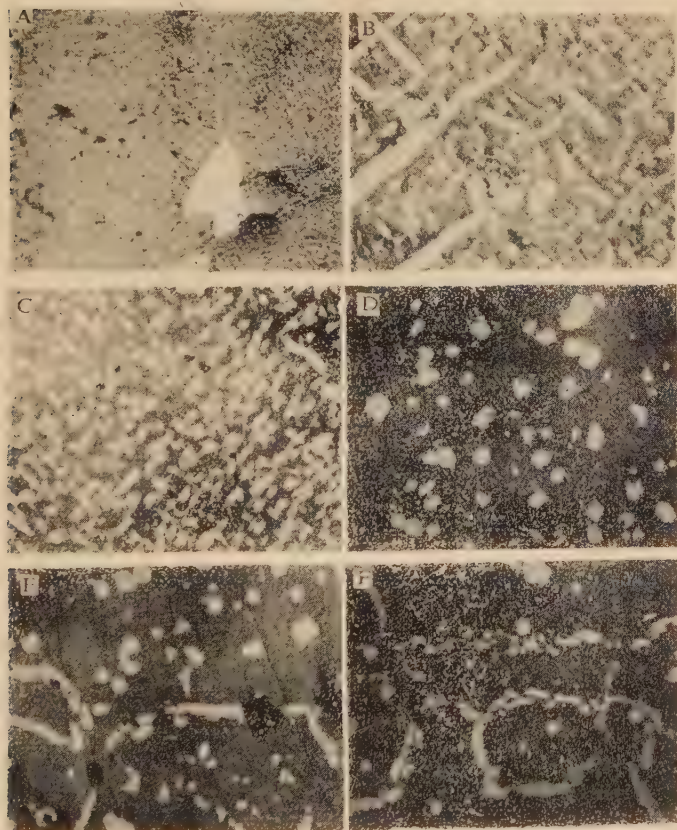


Fig. 4. Chalcopyrite (light gray) segregated from bornite (dark gray) by heating with sulphur.



- A. Lattice patten of chalcopyrite formed by heating at 220°C for one hour. $\times 130$
- B. Lamellae and leiticular crystals of chalcopyrite produced by heating at 200° for 20 hours $\times 130$
- C. Lenses and drop-like bodies appeared under the same condition as above: $\times 130$
- D. Drop-like crystals of chalcopyrite formed at 380°C for one hour. $\times 130$
- E. F. Drop- and worm-like bodies or semi-cell crystals formed under the same condition as above. $\times 130$

出する傾向がある。普通その大きさは $10 \sim 25\mu$ で、斑銅鉱の内部に行くに従い粗粒となる。少なくともその一部は上記のレンズ状黄銅鉱の成長したものである。

蠕虫状黄銅鉱 (Figs. 4E, 4F) $160^\circ \sim 440^\circ\text{C}$ の温度で概して銅藍より離れた斑銅鉱の内部に現われ、レンズ状及び滴状より低温でも析出するが、普通これら及び準細胞状黄銅鉱と共存する。これの長さは $60 \sim 200\mu$ 、厚さ $4 \sim 8\mu$ で、斑銅鉱結晶粒の境界及びその亀裂等に沿って現出したものである。

準細胞状黄銅鉱 (Figs. 4E, 4F, 7) 前者と略々同様な温度で現出、多くは斑銅鉱の結晶界に沿って析出したもので膜の厚さ $2 \sim 9\mu$ 、細胞の径 $60 \sim 350\mu$ 、その一部は蠕虫状黄銅鉱の成長したものである。

懸滴状黄銅鉱 (Fig. 7A) $140 \sim 300^\circ\text{C}$ の温度で格子状同縁銅藍反応縁に接する部分に現われ、その大部分は 0.5μ 以下の極めて微細なものである。等で、これら各種黄銅鉱の産状及びそれと現出温度との関係を示せば夫々 Fig. 7 及び Fig. 8 の様である¹⁾。

- 1) 長登鉱山産斑銅鉱は硫黄を用いなくて単独に加熱した場合でも若干量の黄銅鉱を析出することがある。しかし単独加熱の場合は次の様な事実があり、上記の現象とは明かに区別される。1) 黄銅鉱の析出は或範囲の温度に限られて行なわれ、 200°C 以下の温度では全々みられない。2) 析出黄銅鉱はレンズ状、塊状及び滴状が主で格子状や細胞状は少ない。3) 温度による析出黄銅鉱の形状変化や産状の限定性はみられず、斑銅鉱中に概して均等に分布する。4) その析出量は上記硫黄中のそれに比し遥かに少ない。

なお単独に加熱しても黄銅鉱を析出しない兵庫県明延鉱山産斑銅鉱を試験的に硫黄融体中で 200°C に加熱したところ、上記硫黄中の加熱現象と全く同様な結果を得た。

Fig. 5 Relation between zones of segregated chalcopyrite and heating temperatures for one hour.

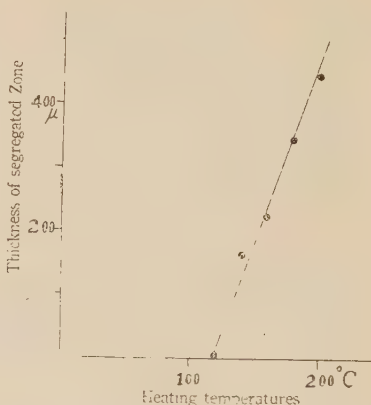


Fig. 6 Change of chalcopyrite from lenticular into drop-like bodies.



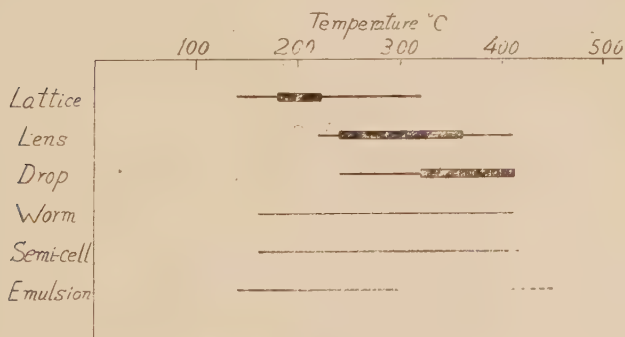
Fig. 7 Various forms of chalcopyrite appeared by heating.



A. Lattice, emulsion, lens, semi-cell and worm-like crystals of chalcopyrite (Cp) formed at 220°C for one hour. B, bornite; S, sulphur; Cv, covellite. $\times 80$

B. Lens, drop-like, semi-cell and worm-like bodies of chalcopyrite appeared by heating at 380°C for one hour. Note pyrite (Py), anisotropic bornite (bo) and covellite (Cv) appeared in association with chalcopyrite. $\times 80$

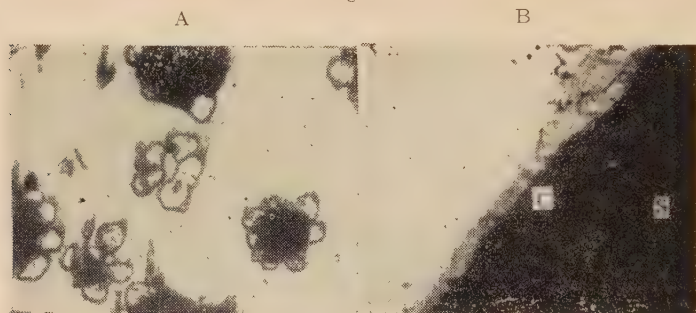
Fig.8 Relation between various forms of chalcopyrite, obtained by heating for one hour, and heating temperature



黄 鉄 鉱 の 現 出

260°C 以下の温度では全く認められないが、それ以上の温度になれば斑銅鉱中に黄鉄鉱鉱物が現出して来る。その産状は Figs. 1, 2 及び Fig. 7 A の如く、多くは径 40~120 μ 内外の小さい窪みの周辺部に長さ 4~30 μ 程度の粒状として産出するが、窪みに関係なく斑銅鉱中に粒状集合を呈して現出するものも少なくない。共に前記の銅藍反応線附近に最も多く現われる傾向があり、この析出量は 440°C 以上で急に増加し、却つて析出黄銅鉱

Fig.9



A. Granular pyrite appeared by heating bornite(white) at 440° for one hour. $\times 130$

B. Anisotropic bornite (dark gray) between covellite (dark, C) quartz (white) formed at 380°C for one hour. S, sulphur. $\times 130$

の量を減ずる。この黄鉄鉱様鉱物の反射顕微鏡下の性質は、

反射色 黄白色， 等方性。

硬度 High, 黄鉄鉱，斑銅鉱より遥かに硬い。

腐蝕試験 HNO_3 (1:1) で発泡し， 蒸気で褐色するが， KCN (20%)， HCl (1:1)， FeCl_3 (20%)， HgCl_2 (sat.)¹⁾， KOH (sat.) では変化しない。

で，黄鉄鉱のそれと一致する。

なお黄鉄鉱の現出は斑銅鉱のみに限られず，斑銅鉱中に初生の塊状黄鉄鉱が存在する場合，後者中または前者との境界部等に屢々黄鉄鉱の現出がみられる。この場合の黄鉄鉱の産状は上記と同様であるが 斑銅鉱中のそれより生成され易い傾向がある。

異方性斑銅鉱の生成

300°C以上の温度で赤褐色の一見斑銅鉱に極めてよく類似する鉱物が現われて来る。その反射顕微鏡的性質は、

反射多色性 赤褐色より淡紫褐色を経て灰褐色に変化する。

異方性 (直交ニコル下) 灰黄色～暗紫褐色～青黄色に変化し，磁硫鉄鉱及び硫砒鉄鉱より遥かに強く，葉片状或は粒状の内部構造をあらわす。

硬度 周囲の普通の斑銅鉱と略々同一である。

腐蝕試験 HNO_3 (1:1) ; 発泡せず，多少濃赤褐色になる程度で殆んど変化ない。
 HCl (1:1) ; 変化なし。

KCl (20%) ; 褐色に変化する (普通の斑銅鉱の反応より弱い)。

FeCl_3 (20%) ; 徐々に濃赤褐色になるが，亀裂は生じない (普通の斑銅鉱の反応より弱い)。

KOH (sat.) ; 徐々に褐変する。併し顕著な反応ではない。

HgCl_2 (sat.) ; 殆んど変化ないが，長時間放置すれば褐赤色になる。

1) 長時間放置すれば徐々に褐変する。

等で、異方性が極めて強い点で普通の斑銅鉱と明かに異なるが、その他の性質は大略類似する。

この異方性鉱物は Figs. 7B 及び 9B における様に銅藍反応縁と斑銅鉱との境界部或はその附近の斑銅鉱¹⁾中に帯状(厚さ $8\sim 25\mu$), $25\sim 80\mu$ 大の斑点状及び幅 4μ 以下の細紐状等をなして現われ、時にその内部に黄銅鉱の薄葉を有する場合がある。

このほか $280^{\circ}\sim 360^{\circ}\text{C}$ 以上の温度で灰白～灰黄色を呈する鉱物が上記斑銅鉱様鉱物と同様銅藍反応縁にともなつて現出する場合がある。これは直交ニコル下で橙褐色～褐赤色に変化する異方性を呈し、多くは幅 $3\sim 15\mu$ の紐状乃至帯状をなして現出する。この鉱物の本質については目下検討中で、今の処明かでない。

斑 銅 鉱 の 變 色

加熱により斑銅鉱自身変色する。即ち $120^{\circ}\sim 200^{\circ}\text{C}$ 以上で多少淡色化し、 $280^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$ 以上になれば淡灰褐色乃至淡灰紫色を呈する様になる。しかし異方性は示さない。

成 因 の 考 察

銅藍の生成 本実験によつて生成された銅藍は、1) 斑銅鉱周辺、硫黄との接触部に生成される。2) 硫黄を同封しないで斑銅鉱のみ加熱したときには生成されない。3) その生成量は温度及び加熱時間と共に増加する。等の事実から斑銅鉱と同封の硫黄融体との反応によつて生成されたと考える。しかしこの場合銅藍が生成されるにはその場所に於て Cu 分の添加濃集及び Fe 分の逸出分散等の拡散現象が起らなければならない。1937 年 Merwin 及び Lombard²⁾ は硫黄蒸気圧 455mm 下に於ける Cu—Fe—S 系の状態変化に関する実験中斑銅鉱の成分に相当する固溶体が 484°C 以下の温度で Cu_5FeS_6 と黄鉄鉱とに分裂し、更に 445°C 以下では Cu_5FeS_6 が黄鉄鉱と銅藍とに分解する現象を認めている。筆者の実験に於ける銅藍の生成も上記同様硫黄の作用による斑銅鉱の熱分解と解せられるもので、その機構としては斑銅鉱中の Cu, Fe 両原子の拡散運動を考えねばならない。

黄銅鉱の析出 この成因として固溶体の離溶または斑銅鉱の熱分解の 2 通りが考えられる。そのうち前者は上記した如く銅藍の生成に関係した斑銅鉱の部分が必然的に Fe 分にとんだ固溶体となり、Fe の量とその温度に於ける斑銅鉱の固溶度を超過する場合、過剰の Fe 分を黄銅鉱の形で析

1) 稀に斑銅鉱の内部にも現れレンズ状、粒状の析出黄銅鉱と共存する。

2) Merwin, H. E., Lombard, R. H. op. cit.

出することが考えられる。本実験に於ける黄銅鉱の産状が銅藍の生成と密接な関係があり、且つ筆者¹⁾のかつて実験した斑銅鉱—黄銅鉱固溶体の離溶産物と極めてよく類似すること等より考えれば、本実験により析出した黄銅鉱は上記の様な機構による離溶産物である疑が濃い。一方熱分解による方法とは上記の機構と関係なく、硫黄の影響で内部の斑銅鉱がそれより Fe 分にとむ黄銅鉱と、Cu 分にとむ輝銅鉱—斑銅鉱固溶体とに分裂する場合で、この可能性も一応考えられるが、これについては更に今後の検討が必要である。

黄鉄鉱の生成 前記した Merwin 及び Lombard の研究によつて実証された様に、硫黄の作用による斑銅鉱の分解で生じたものと考えられ、上記銅藍の生成と成因的に関係がある。この黄鉄鉱の現出するのは 360°C 以上の温度からで、それより低温では銅藍の生成にとむ余分の Fe 分は上記の如く離溶黄銅鉱の析出に費やされるが、440°C 以上になればこの黄銅鉱の量が急に減少し、これとは逆に黄鉄鉱の現出量が倍加して来、Merwin 及び Lombard のみとめた現象に近づく、なおこれと同様な成因による現象は筆者²⁾の実験した赤山鉱山産斑銅鉱及び大張鉱山産斑銅鉱の加熱実験中にも認められ、ともにその成因は斑銅鉱と共生する 2 次的銅藍より遊離した S の影響と考えている。

異方性斑銅礦物の現出 これと全く同様な鉱物は上記の赤山鉱山及び大張鉱山産斑銅鉱—黄銅鉱共生の加熱実験³⁾中、特に 2 次的銅藍が存在する場合にみとめられた。この鉱物の成因については明かでないが、これが本実験中銅藍と常に共存し、これと成因的に密接な関係があることから銅藍同様硫黄の影響下で生成されたこと又は否定出来ない。この鉱物の組成及び生成条件については今後の研究が必要であるが、Murdoch⁴⁾の記載した orange bornite 或は Merwin 及び Lombard⁵⁾の合成した Cu_5FeS_8 に相当する可能性が強い。なお本邦に於ける天然産異方性斑銅鉱については 2,3 の記載⁶⁾がある。

要 約

上述の熔融硫黄中に於ける斑銅鉱の熱的変化を要約すれば

1) 120°C 以上で斑銅鉱は周囲の硫黄と反応してその周縁部に銅藍帯を

1) Sugaki, A. : Sci. Rept. Tohoku-Univ., Ser. 3, 4, 19-28, 1951

2) 直木浅彦, 山江徳蔵 : 岩鉱会誌 35, 65~73, 1951

3) Sugaki, A. : Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 3, 4, 185~193, 1953

4) Murdoch, J. : Microscopic determination of the oopaqua minerals, 64, 1916

5) Merwin, H.E., Lombard, R. H., op. cit.

6) 中野長俊 : 岩鉱会誌, 10, 178~182, 1933. 竹内常彦, 南部松夫 ; 東北大選鉱製錬彙報, 7, 133~136, 1951.

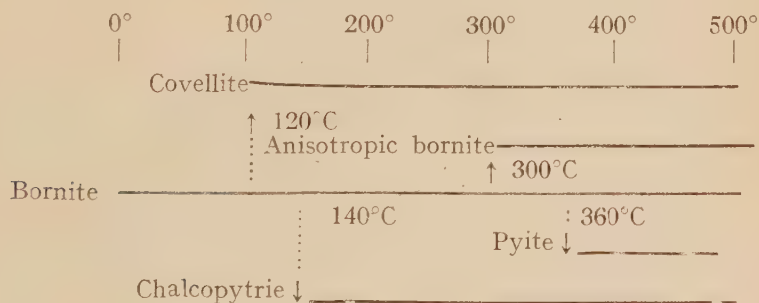
形成する。もしこの場合斑銅鉱中亀裂が存在する場合にはそれに沿つて細脈状乃至網状を呈す銅藍の生成をみる。

2) $140^{\circ}\sim 450^{\circ}\text{C}$, 1hr. 加熱で斑銅鉱中に格子状, レンズ状, 滴状, 蠕虫状, 準細胞状及び懸滴状の黄銅鉱が析出する。そのうち格子状黄銅鉱は $140^{\circ}\text{C}\sim 320^{\circ}\text{C}$, 1hr. 加熱で銅藍反応縁の近くに限つて現われ, 滴状のそれは前者より高温の $240^{\circ}\sim 420^{\circ}\text{C}$, 1hr. 加熱で主として斑銅鉱の内部に現出, 一方レンズ状黄銅鉱は屢々2箇一対として析出し, これは高温または長時間加熱によつて滴状黄銅鉱に変化する。これら黄銅鉱の析出は銅藍の生成にともなつて形成された斑銅鉱—黄銅鉱固溶体の離溶現象である可能性が強い。

3) 300°C , 1hr. 以上の加熱で斑銅鉱様鉱物が主として銅藍反応縁と斑銅鉱との境界部に現出する。この鉱物の性質は略々斑銅鉱に類似するが, 異方性が極めて強い。

4) 360°C 以上の温度で斑銅鉱及び初生の塊状黄銅鉱中に黄鉄鉱が現出する。

等で, これらの現象と温度との関係を表示すれば,



の様である。以上の実験結果から

- 天然産鉱石鉱物のあるものは上記の様な熱分解によつて生成される可能性がある。
- 熱分解によつて生じた2次的固溶体の離溶は実験室火ではなく地質学的現象にも起る可能性が濃い。

等のことが考えられ, 特に鉱床が火成岩の侵入や後期の鉱化作用を蒙むる様な場合に上記の様な現象を期待出来る。

擧筆するに当り, 本研究中御懇篤なる御指導を賜つた渡辺万次郎教授並びに本実験に協力された, 山江徳載, 林高朗両学士に感謝の意を表する。なお本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費による。こゝに明記して謝意を表する。

北海道蔭の澤鑛山銅鑛床に就いて (I)

On copper ore deposit of Kagenosawa mine,
Iburi province, Hokkaido. (I)*

杉 本 良 也 (Ryoya Sugimoto)**

Abstract : The Kagenosawa mine is located about 5 km north-west of Horobetsu station, Iburi province, Hokkaido.

The hollocrystalline rock, intruded into the Neogene formations, is found in the neighbourhood of this mine. Especially, the relationship between this plutonic rock and metallic ore deposit, which has been discussed, is clear at this mine.

The geological complex, developed in the adjacent area of this mine, belong to the Neogene Tertiary, various kinds of volcanic, and Quarternary sediments. The Neogene Tertiary consists of the lower green tuff, quartz-diorite intrusived into the former rock (Fig. 3 showing its intruded relation), conglomerate and upper green tuff in ascending order. The conglomerate is composed chiefly of chert and slate derived from the so-called Palaeozoic, and subordinately of diorite and green tuff derived from the Tertiary member. Its traced distance is very short, the thickness being about 60 cm. Covering the Tertiary formations described above, the Quarternary sediments and volcanics are widely developed through the elevated plateau of this district. They are mainly composed of the Noboribetsu mud lava and pumice bed in ascending order.

The ore deposits are embraced in the lower green tuff, diorite and upper green tuff. Especially, the deposits which are now under mining are a vein-like type in the fault zone striking in N 80°E and in the brecciated zone of diorite striking N 10°E. On the other hand, the network type deposits, which had produced the higher grade ore of Au, Ag in the earlier development of these mine, are embraced in the clayed zone of lower green tuff. Furthermore, the deposits showing the same mineral assemblage as in diorite, also exist in the upper green tuff, covering the diorite and the lower green tuff.

It is clear, accordingly, that the mineralization began after the deposition of the upper green tuff, and then the ore deposition here was ultimately unrelated to the intrusion of quartz diorite. As covered by the Quarternary rocks, the accurate age of mineralization is unclear, but it is doubtlessly younger than the later Kunnui stage.

* 1954年3月20日日本地質学会北海道支部総会で講演

** 北海道立地下資源調査所

I ま え が き

新第三紀層を貫く完晶質岩石にかんしては、すでに多くの発表¹⁾がある。しかしながら、この種の火成岩活動と金属鉱床との関係については、記載されたものはきわめて少なく、未解決のまゝに残されている問題も多い。

最近発表された齋藤正次の茅沼図幅説明書²⁾によると、同地方に発達する閃緑岩体は、黒松内統（鮮新世下部）を貫いていると結論し、さらに、金属鉱床とも因果関係をもつていると指摘した。

筆者は、たまたま、北海道幌別郡蔭の沢鉱山を調査した際に、この種の深成岩と鉱床との関係について、2, 3 の事実をみとめたので、その概要を紹介する。

小文を草するにあたり、いろいろと御指導、御批判をいただいた東北大学渡邊高次郎、苅木凌彦、北海道地下資源調査所齋藤仁、齋藤昌之、ならびに調査の際に、いろいろと便宜をあたえられた蔭の沢鉱山所長山田末吉の各氏に衷心より謝意を表する。

II 位置・交通・沿革

この鉱山は北海道幌別郡幌別町にあり、内浦湾³⁾に面する幌別町市街地の北北東約 15km に位置する。

鉱山へ行くには、室蘭本線幌別駅で下車して、幌別硫黄鉱山に通ずる軌道⁴⁾を利用する。この間は約 1 時間である。

この地域は、昔から金属鉱床地帯として注目されてきたところで、多くの鉱山が発見され、白竜鉱山⁵⁾、幌別鉱山⁶⁾、旭日鉱山⁷⁾、などが、その主なものであつた。そのほか出鉱は見なかつたが探鉱された箇所は数多く存在し、いずれも、黒鉱式鉱床である。しかしながら、現在稼行されているのはこの地区では蔭の沢鉱山ただ一つである。

1) 加藤磐雄：岩碇，35，4，91～106，1951

(1951 年までのこれに関する資料を一括して表示した)

村上元英：岩碇，37，6，223～229，1953

今田 正：山形大学紀要（自然科学），2，253～260，1954

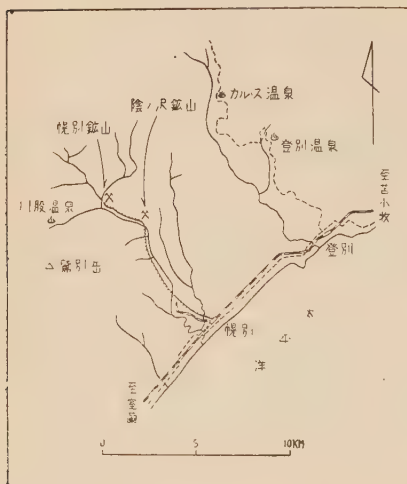
2) 齋藤正次：五万分の一茅沼図幅説明書，1952

3) 普通噴火湾と呼ばれている。

4) 幌別鉱山の硫黄は膽緑線久保内駅までトラック運搬することになつたので軌道は廃止された。

5), 6), 7), 大日方順三，鉱物調査報告（北海道之部），22，1915

第 1 図 蔭の沢鉱山位置図



蔭の沢鉱山の開発は古く、明治末期から大正年間に金銀鉱を主な対象として採鉱されたようであるがくわしいことは明かでない。本格的に開発されたのは現鉱業権者の松本鉱業によって昭和 15 年から、毎月 50 トンを国富鉱山に売鉱した。戦後一時休山したが昭和 25 年に再開し、石英閃緑岩帯内に胚胎する新鉱床の発見、ならびに既存鉱床の上部、神仙坑鍾延長などを採掘して、月 15~20 トンを国富精錬所に売鉱している。

III 地形・地質

この地域は第四紀の泥熔岩、火山碎屑岩などでおおわれているため、ゆるい傾斜で太平洋（内浦湾）にのぞんでいる。しかし、泥熔岩の末端は高さ 30m にもおよぶ崖となっており、河川の流域は侵蝕が進み、急崖絶壁をなし各所に飛瀑ををかけている。したがって、金属鉱床を胚胎する新第三紀層はところどころに点綴して分布しているにすぎない。

鉱山周辺は第 2 図に示すように、前述の第四紀火成活動によつてもたらされた泥熔岩、新第三紀の火山碎屑岩を主要構成員とする幌別層¹⁾、およびこれを貫く閃緑岩質の完晶質岩石等から構成されている。

新第三紀層 この地域に発達する新第三紀層は上にのべたように幌別層である。この地層はさらにつぎのように 3 つに分けられ、新第三紀中新世縫統に対比される。

- { 上部緑色凝灰岩層
- 礫岩層
- { 下部緑色凝灰岩層

1) 斎藤昌之, 小山内照, 酒純俊, 5 万分の 1 地質図幅説明書
「登別温泉」北海道地下資源調査所, 1953

第 2 図 鉾山周辺地質図



- | | |
|-----------|---------|
| 1 上部緑色凝灰岩 | 2 石英閃緑岩 |
| 3 下部緑色凝灰岩 | 4 断 層 |
| 5 鉾 脈 | 6 鉾染型鉾体 |

下部緑色凝灰岩層：この岩層は鉾山周辺では基底をなして分布している。岩質は塊状緻密で比較的堅硬であり、淡緑色を呈し、肉眼的にはきわめて少量の稜角形石英、短柵状の斜長石、時には径 2cm 大の火山岩片を見出すにすぎない、しかしながら、鉾体の周辺では灰白色となり、黄鉄鉾の微粒の鉾染がいちじるしく、粘土質にかわつている。この粘土化作用は、石英閃緑岩体と緑色凝灰岩とが断層で接する個所で、一層顕著となり「かゆ」状の泥土に変化している。

顕微鏡下では、基質は大部分が緑泥石化した緻密な海綿状玻璃からなり、その間を埋めて緑泥石が発達している。斑晶としてはアルバイト式双晶をしめす 0.5mm 程度の破片状の斜長石のほか、時には 0.3mm 程度の融蝕形石英がみとめられる。斜長石は、多くは分解してカオリン状の汚濁物を生じている。なお、角稜の火山岩片もほとんど緑泥石質物質にかわつているが、安山岩のようである。

礫岩層：この岩層が上にのべた下部緑色凝灰岩層を直接おおつているところはみとめられないが、石英閃緑岩体をおおつている部分はみとめられる。神仙坑口から神仙坑沢をさかのぼる 170m の地点では、この礫岩層が石英閃緑岩体の上に、ほぼ水平につて

いる露出がみられるが、その厚さは、1m ほどのもので、水平方向に追つてたしかめられた延長は約 20m である。この礫岩層は径 5~6cm の垂角礫の珪岩、チャート、黒色頁岩など、主に古期岩類等から構成されているが、石英閃緑岩、緑色凝灰岩等もみとめられる。

基質物は淡緑色の粘土質物である。

上部緑色凝灰岩層：上にのべた礫岩層とは整合関係にある。多くの場合は礫岩層を欠いて、石英閃緑岩体を直接おおつていようであるが、その接触部はみられなかつた。岩質は、肉眼的にも顕微鏡的にも下部緑色凝灰岩と同じである。

石英閃緑岩：上にのべた下部緑色凝灰岩層は、この石英閃緑岩質完晶質岩石に貫かれているが、多くの場合は断層で接している。したがつて、貫入状態を観察することのできる場所は限定され現在のところ、侵入時の形態、延長などを把握することはほとんど不可能である。だが、現在の地表露出を追跡すると、大坑ノ沢と神仙坑沢との間のやゝ急峻な山地が、主に石英閃緑岩でできており、辺縁部はほとんど断層で境されている。すなわち、閃緑岩体の南面および北面は東西性、西面は南北性の断層によつて、それぞれ上、下部緑色凝灰岩と境されている。

それ故、貫入状態を観察できる場所は、閃緑岩体の東西と坑内の数箇所にかぎられることになる。そのうち両者の関係がもつともよくわかる個所はつぎの2箇所である。

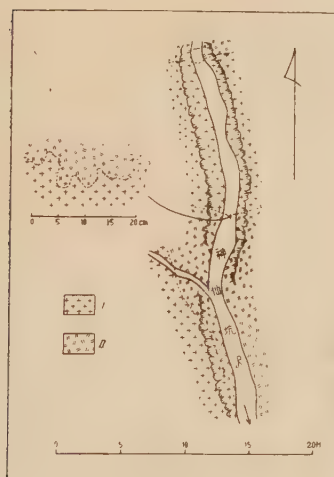
第3図 末広通洞坑における下部緑色凝灰岩を貫く石英閃緑岩、下部緑色凝灰岩、石英閃緑岩



A) 末広通洞坑坑口より 157m の地点 この地点では、第 3 図に示すような明瞭な貫入関係がみられる。すなわち、閃緑岩体が幅 0.5~10cm の“ひも”状をなして貫入しており、綠色凝灰岩の周縁部は堅硬緻密となつておりと同時に閃緑岩体との周縁部 10 cm 位は黒色となり、さらに 0.5cm 位の“ひも”状の黒色部分が網状に貫入している。

B) 神仙坑沢 この沢をさかのぼると右岸に神仙坑口がある。この坑口から 35m 東に上ると、河底に第 4 図に示すような関係が観察される。この露出個所では、第 3 図にみられるような“ひも”状の貫入状態を示すことなく、10~15cm の凸凹をもつて境している。

第 4 図 神仙坑沢における石英閃緑岩と綠色凝灰岩の関係



上にのべたように、石英閃緑岩は下部綠色凝灰岩中に貫入するが、礫岩層を経てさらに上部綠色凝灰岩におおわれている。しかも、前に述べたように礫岩中にふくまれている閃緑岩礫は、その下部に横たわる深成岩とは、岩質が全く同じである。

このようなことから、石英閃緑岩の貫入時代は、上部綠色凝灰岩堆積以前であることは明かである。したがって現在のところ、この上、下部綠色凝灰岩層は新第三紀中新世(訓練統)に対比されるので、この閃緑岩の進入時代も当然その時期となる。

この岩石は、長石、石英および有色鉱物からなり、有色鉱物はほとんどが綠色鉱物にかわつており、坑外では、

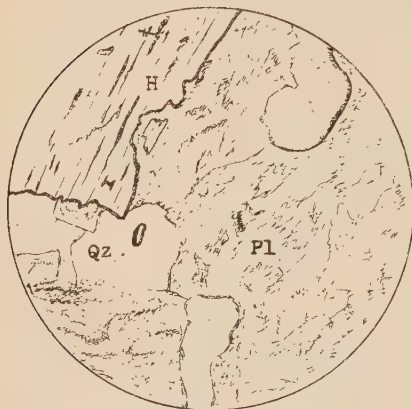
普通淡赤褐色の鉄質物で汚染されている。したがって、新鮮な岩石は全くみあたらなかった。そして、これらの構成鉱物は、明確な結晶形を示すことなく互に混入しあっている。

顕微鏡下でみると、その構造は一層顕著で、これらの鉱物は共に粗な花崗岩構造を示している。

主成分鉱物は斜長石・石英・角閃石・正長石、副成分鉱物として、燐灰石・輝石がある。これらの量的割合は斜長石が最も多く、石英・角閃石がそれについている。

その中の斜長石は半白形ないし他形で、時にはアルバイト・式双晶やペリクリン式双晶がみとめられるが、ほとんど大部分はきわめて微細な結晶粒に変質し、識別が困難であるが、F 渉色と屈折率の高い点から絹雲母、石英より屈折率の低い点から曹長石ならびに粘土質物と判定され、それらの集合体のようである。そして、変質

第 5 図 石英閃緑岩薄片の顕微鏡スケッチ



H : 緑泥石化した角閃石

Qz : 石英

Pl : 緑泥石化絹雲母化した斜長石

open nicol

程度の少ない斜長石においても、変質作用は必ずしも規則正しく外部または内部に行われていない。すなわち、変質物の分布はすこしも規則性はみとめられないが、あるものは双晶面や劈開面にそつて配列している。なお、斜長石は角閃石を充填し、かつ隣接する小結晶を包裹している。角閃石は白形ないし半白形で、もつとも大な結晶は $0.8 \times 0.5 \text{ mm}$ で、多色性のいちじるしい緑色角閃石である。しかし、その大部分は緑泥石（一部黒雲母）に変化していると同時に、褐色の鉄質物に汚染されている。緑泥石は多色性がいちじるしく、 X' = 淡緑黄色 Z' = 淡緑色を呈し直消光を示す。石英は他の鉱物の間を充填して存在し、榴石を包裹する。

第四系 第四系は河川氾濫厚堆積物と火山碎屑岩とで構成されている。前者は主に幌別川とその支流河川沿いに発達する砂礫堆積物である。後者は蔭の沢鉱山事務所裏の崖およびこれと連続して、幌別市街に通ずる道路の東側に一連の好露出がある。これは、下部は淡黄灰色で、玻璃中に少量の斜長石・紫蘇輝石・石英および磁鉄鉱の鉱物破片をふくむ浮石質凝灰岩で、その上位に最大人頭大の種々の安山岩質岩石の亜円礫をふくむ礫層が発達し、さらに、灰黒色の両輝石安山岩質岩屑が礫層をおおっている。この上部に、ほとんど水平に、登別泥礫岩と呼ばれている暗灰色の安山岩質の岩石が突出して分布する。

この岩石は、肉眼的に斜長石斑晶がみとめられているだけで、ほとんど大部分は玻璃から構成されている。時には、このような岩質の部分と玻璃だけから構成される部分とが縞状をなしていることもある。

顕微鏡下では、 0.17 mm 大の自形あるいは破片状の斜長石が多く、 0.1 mm 大の紫蘇輝石これに次ぎ、普通輝石、石英は、ごく少量である。石英は玻璃だけで構成されている。

(未完)

鑛物學及び結晶學

7670. 三価元素の複酸化物間の構造關係 Keith, M. L., Roy, R.

三価元素 A^{3+}, B^{3+} の酸化物 A_2O_3, B_2O_3 の 1:1 及び 3:5 モル比化合物、即ち $ABO_3, A_3B_5O_{12}$ の複酸化物について、結晶化学的吟味を行つた。研究された三価元素は Al, Fe の他、La, Ce, Y 等の稀土類、及び Cr, Ga, Tl, B 等でこれ等の組合せによつて生ずる多数の化合物の構造型を決定した。化学試薬の酸化物を原料とし、これを所要の割合に混合し、電気炉中で高温 (600~1900°C) に加熱して複酸化物を合成した。生成物を光学的、X 線の及び熱分析法によつて研究し、これ等の間の多形、同形の關係を明らかにした。数十種の複酸化物のうち確認された構造型は次の七種で、これ等は A, B 両元素のイオン半径に密接な關係をもっている。Perovskite 型、 $YCrO_3$ 型 (高温) \longleftrightarrow 柘榴石型 (低温)、 La_2O_3 型 (高温) \longleftrightarrow Tl_2O_3 型 (低温)、 β -gallia 型 (高温) \longleftrightarrow コランダム型 (低温)

Perovskite 構造をとり得る A, E 両元素のイオン半径の許容度 $t (t = RA + Ro / \sqrt{2}(RB + Ro))$ は $A^{2+}B^{4+}O_3$ 型の化合物では 0.77 であるが $A^{3+}B^{3+}O_3$ の場合には 0.89 である。多数の複酸化物について従来疑問視されていた点や、多くの新化合物の性質が明らかにされた。(Am. Min., 39, 1~23, 1954) [長谷川]

7671. Argentopyrite の X 線的研究 Murdoch, J., Berry, L. G.

本鉱物は sternberyite ($AgFe_2S_3$, Cmmm) と同二質像であると考えられているが、未だ明確でない。Peacock (1942) の研究を継承して、Freiberg 産 (Royal

Ontario 博物館標本) と Joachimstal 産 (National 博物館標本) の試料について新たに研究し、次の結果を得た。斜方晶系に属し、 $a_0 = 6.64 \text{ \AA}$, $b_0 = 11.47$, $c_0 = 6.45$, $a_0:b_0:c_0 = 0.5789:1:0.5623$ 。粉末写真はこの格子恒数を用いた計算値とよく一致する。空間群は恐らく Pmmn である。単位格子は $4[AgFe_2S_3]$ よりなる。比重は 4.25 (実測), 4.27 (計算)。結晶は透入双晶の為に著しい擬六方を示す。又葉片双晶をなすものもある。結晶面は b, m, n, x {011}, c 等よりなる。(Am. Min., 39, 475~485, 1954) [横山]

7672. 新鑛物 callaghanite. Beck, C. W., Burns, J. H.

ネバダ州, Gabbs 附近に発達する三量系上部に属する苦灰岩は、閃緑岩及び石英閃緑岩に貫入され、その接触部に於いては蛇紋岩を生じ、菱苦土鉱は brucite に変わり、又苦土橄欖石の薄い層が出来ている。この蛇紋岩—菱苦土鉱—苦土橄欖石帯に微小な結晶で散在し、或いは皮膜状、細脈等で産する空色の鉱物が発見された。結晶は単斜晶系に属し、錐形をなす。主に {111} と $\{ \bar{1}11 \}$ から成り、{221} と $\{ \bar{2}21 \}$ を有するものもある。劈開が {111} と $\{ \bar{1}11 \}$ に完全で、もろく、硬度 3~3.5、透明である。微量化学分析の結果は、 $Cu_4Mg_4Ca(OH)_{14}(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$ が与えられた。測角より $a:b:c = 0.7252:1:0.8504$, ワイゼンベルグ写真, precession 写真より、空間群は Aa 又は $A2/a$ で $a_0 = 8.24 \text{ \AA}$, $b_0 = 11.80$, $c_0 = 10.06$, $\beta = 107^\circ 18'$ 。懸垂法で実測した比重は 2.71, 計算値は 2.78 で単位格子は 2 分子よりなる。光学的性質は $\alpha = 1.559$, $\beta = 1.653$, $\gamma = 1.680$, $2V = 55^\circ$, $Z \wedge c = 18^\circ$ 。本鉱物は熱水液と堆積岩中の Mg 及び Ca

との作用により生じたものである。鉍物名は Callaghan, E 氏に因む。(Am. Min., 39, 630~635, 1954) [横山]

7673, ウラン礦物の研究 (XIV):

Renardite Frondel, C., Cuttitta, F.

ベルギー領コンゴ、Katanga 産の renardite を新たに分析した結果、化学式は $\text{Pb}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ が得られた。この単位格子は斜方晶系に属し、phosphuranylite や dewindtite と同じ構造であつて、格子恒数も類似しており、 $a_0=16.01\text{\AA}$, $b_0=17.5$, $c_0=13.7$ である。Phosphuranylite はこの Pb を Ca で置換したものであろう。

(Am. Min., 39, 448~451, 1954) [大森]

7674, 放射性化合物の研究 (VII):

Phosphuranylite と dewindtite.

Hogarth, D. D., Nuffield, E. W.

ポルトガル, Urgeirica 産 phosphuranylite は斜方晶系の Bmmb に属し、格子恒数は $a_0=15.85\text{\AA}$, $b=17.42$, $c=13.76$ である。ベルギー領コンゴ Kasolo 産 dewindtite は Frondel の与えた構造と等しく、又格子恒数は $a_0=13.00\text{\AA}$, $b_0=17.62$, $c_0=13.66$ である。Phosphuranylite の化学式は $4[\text{Ca}(\text{UO}_2)_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}]$ 又 dewindtite は $4[\text{Pb}_3(\text{UO}_2)_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 10\text{H}_2\text{O}]$ である。(Am. Min., 39, 444~447, 1954) [大森]

7675, 南東 Pennsylvania 及び

Delaware 産の紫蘇輝石 Clavan, W., Mc-Nabb, W. M., Watson, E. H.

Norite, noritic eucrite, quartz norite, hybridized norite 中の八個の紫蘇輝石試料について、化学成分と光学的性質の関係を求めた。今迄に発表された結果は試料の純度、化学分析法等に欠陥があり、不充分なものであることを指摘し本研究においては、特にこの点即ち、

試料の精選及び分析法について充分な吟味を行つた。Fe, Mg, Si に富み、Ca, Al アルカリの少いような鉍物分析法として各元素について最近発表された各種の方法を組合わせた新しい方法を提案した。

Al, Fe⁺⁺⁺, Ti, Mg, Mn は試料を $\text{HF} + \text{HClO}_4 + \text{HNO}_3$ で分解して溶液とした後、これを分配し各別個に定量する。SiO₂ は別試料で Na₂CO₃ 熔融後 $\text{HCl} + \text{HClO}_4$ で処理して定量する。アルカリは Marvin の方法、つまり試料を $\text{HF} + \text{HClO}_4$ で分解する方法を採用した。得られた結果は FeSiO_3 28~45mol % までのもので、比重、屈折率、光軸角等が FeSiO_3 の増加と共に略々直線的に大となることが図示されている。(Am. Min., 39, 566~580, 1954) [長谷川]

7676, 石綿の合成に関する研究 (I):

合成糸素透角閃石の研究 Comefaro, J. E., Kohn, J. A.

珪灰石, MgF_2 , MgO , CaCO_3 及び石英を原料として、これ等を fluor-tremolite $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2\text{F}_2$ の組成に混合し、電気炉中で $1400\sim 1450^\circ\text{C}$ に加熱熔融させ、この温度に 30分~4 時間保ち、 $5^\circ\sim 100^\circ/1$ 時間の割合で 1100° まで徐々に冷却すると diopside, tridymite, CaF_2 , MgF_2 と共に fluor-tremolite の結晶を生ずる。この結晶は長さ最大 4mm に達する針状の単結晶である。この合成 fluor-tremolite の化学成分は $\text{Na}_{0.03}\text{Ca}_{1.19}\text{Mg}_{5.15}(\text{Si}_{3.98}\text{O}_{11})_2\text{F}_2$ に相当し、その光学的性質は $\alpha=1.581$, $\beta=1.593$, $\gamma=1.602$, $2V=86.5^\circ$, $Z \wedge c=21^\circ$ であり、天然の hydroxyl-tremolite の値より稍低い。X 線の研究の結果、その格子恒数は次の如く決定された。 $a_0=9.781\text{\AA}$, $b_0=18.007$, $c_0=5.267$, $\beta=75^\circ 29'$ 。又 $(100) \wedge (110)=27^\circ 39'$ である。(Am. Min., 39, 537~548, 1954) [長谷川]

7677, 紅柱石の熱水合成 Roy, D. M.

MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O系の研究中、紅柱石結晶の生成が光学的及びX線的に確かめられた。カオリンや MgO+Al₂O₃+SiO₂ を 10,000~30,000 psi の水蒸気圧の下で、450°~650°Cに100~400 時間加熱すると、萐青石、ムル石、葉蠟石等と共に、20ミクロン程度の微細な紅柱石結晶が生ずる。純粋な Al₂O₃-SiO₂-H₂O 系に於いては紅柱石の生成は困難であるが、Ca⁺⁺ 或は Mg⁺⁺ の様な稍々大きなイオンが存在する場合にはその生成が容易である。(Am. Min., 39, 140~143, 1954) [長谷川]

岩石學及び火山學

7678, 火成岩の分化の傾向を圖示する方法 Simpson, E. S. W.

mafic と felsic 指数を用いて火成岩の分析の結果を圖示する新しい方法を提唱したもので、之の図示法は Fe-Mg-alkalis 図表よりも都合がよく又トーライアイト系の岩石と石灰アルカリ系岩石との区別も明かにし得ると云う。珪長質鉱物の分別結晶度を知るに都合のよい Bowen の $\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ を felsic 指数 (F) とし、Wager と Deer の提唱した $\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ を mafic 指数 (M) として夫々横軸にとり、縦軸には重要元素の酸化物 SiO₂, Na₂O+K₂O, FeO+Fe₂O₃, MgO, CaO の百分比を圖示する方法である。实例として南西アフリカのトーライアイト系 Okonjeje complex に就いて示し、M 図表に於ては結晶作用の早期と中期のものは各酸化物の位置が、拡がるが末期のものは集中し、F 図表に於ては末期のものが拡がつて来る。従つて M 図表は早期乃至中期の、F 図表は

末期の結晶作用を検討するに都合がよいと云う。又 F を横軸に M を縦軸にとつた M-F 図表は分別結晶作用を解析するに便利な図表であるとし、Skaergaard, Okonjeje complex, Daly の各火山岩分析値, Garabal Hill の Glen Fyne complex の 4 例に就いて述べている。(Geol. Mag., 61, 238~244, 1954)

[植田]

7679, Flamanville の花崗岩体の構造 Martin, N. R.

北西フランス Cotentin 西海岸 Flamanville 岬に東西 4 哩、南北 3 哩の小花崗岩体がある。周囲の母岩及び花崗岩の面構造、線構造、節理、剝離面、岩脈等の方位の詳細な調査からその構造史、花崗岩の emplacement の様式を研究した。本地域の褶曲は 2 の地殻運動から成る。第 1 はカレドニア運動 (Mesodevonian) は NE-SW 方向の軸で、第 2 はヘルシニア運動 (Sudeten?) でその軸は真西から数度南にふれる。

此等の構造方向は更に後に貫入する花崗岩に伴う褶曲の影響を受けている。花崗岩の形態は diapiric の様である。そして母岩を押し上げて上昇した花崗岩中の鉱物の流動面及びその変成帯のホルンフェルスの foliation は同様な上昇運動によつてゐる。それらの形態は可塑性の覆いの内に気球の様に拡る深成岩体の概念に一致している。節理の構造は明かに直接する母岩と花崗岩との構造的整合を示しており、広域運動の結果としては考察されない。stoping を受けた母岩の変成作用、交代作用、長石化作用が接觸部に沿ひ起つてゐるが、此等の過程は岩漿の emplacement に附随的に起つたものである。此等の事実は花崗岩体がこの位置で母岩の花崗岩化作用によつて生成せられたと云う以前の結論に對別せられ

る。(Q.J.G.S., 108, 331~338, 1952)

〔千藤〕

7680, 花崗岩の問題：第三紀花崗岩の石英と長石の研究より得られた證據

Tuttle, O. F., Keith, M. L.

Skye 地方の Bein an Dubhaich 花崗岩の 25 の資料の石英の転移点が測定されたが、既に研究された流紋岩の石英の転移点に対応する事が見出された。又アルカリ長石及び斜長石の光学的(2V) X 綫的研究に依れば、前者は玢斑長石に近く、後者は高温型の特徴を示している。即ちこの花崗岩は流紋岩に普通な鉱物学的特徴を持つと共に、組織及び成分の上からは花崗岩の特徴を示している。そして上の結果は、この様な方法が花崗岩の問題(变成起源と岩漿起源の)の解明に有効である事を強調するのに、十分である事を示している。尙古い時代の花崗岩や深所で晶出したものは、最初の晶出の後に引続いて、鉱物学的に、又組織の上で、かなりな再構成をしたものと結論される。(Geol. Mag., 90, 61-72, 1954)

〔島津〕

7681, East Greenland, Skaergaard 貫入岩体の単斜輝石 Muir, I. D.

East Greenland, Skaergaard 貫入岩体の単斜輝石の 15 個の新しい分析が行われ、これらを含む 19 の分析値を用いて単斜輝石の晶出経路を示した。

単斜輝石は透輝石質普通輝石からヘデンベルグ輝石まで晶出するが、その晶出経路には急激な変化が 2 ヶ所で認められる。それらは紫蘇輝石橄欖石斑岩の頂部(layered series の 900m の高さ)の橄欖石の消滅する点及び鉄斑岩の下部(1400m の高さ)の橄欖石の再出現する点である。

紫蘇輝石橄欖石斑岩中の単斜輝石は石灰に富む透輝石質普通輝石であるが、

橄欖石を含み斑岩では単斜輝石の成分は石灰に段々乏しくなり、鉄に富んでくる。鉄斑岩の下部では再び石灰が増加し、鉄の増加と共に成分はヘデンベルグ輝石の方へ近づいて行くが、しかし晩期になると上記の輝石と、異常な構造をもつ輝石とが一緒に晶出する。後者は鉄珪灰石として岩漿から晶出し、転移によって形成された単斜輝石であり、次第に鉄に富み、石灰に乏しくなつて行く。この様に晩期には 2 つの異つた晶出経路が認められる。(Min. Mag., 29, 690~714, 1951)

〔青木〕

金 属 鑛 床 學

7682, Colorado 台地の三疊系及びジュラ系堆積岩中の閃ウラン鉱の廣汎な生成及び特性 Rosenzweig, A., Gruner, J. W., Gardiner, L.

Colorado 台地においてはベンシルヴァニア紀より第三紀に至る堆積層からウラニウムを産し、閃ウラン鉱はジュラ紀の Morrison 累層中の Todilto 石灰岩, Salt Wash Member 及び三疊紀の Chile 累層, Shinarump 礫岩から産する。閃ウラン鉱は塊状のものは硬度 5 の堅金属光沢のものから硬度 2.5 に至る柔い針状のものがあつて、多くは酸化される。所謂煤状閃ウラン鉱はにぶい光沢の黒色粉末状酸化ウラニウムで薄層をなす。Sp. gr. 5.4~9.0, cell edge dimension 平均 5.40。鉱床は鉱物組成により次の三つに分けられる。U-Cu (閃ウラン鉱, 銅の硫化物, 黄鉄鉱), U-V (閃ウラン鉱, カルノオ鉱—チューヤムニン石, コツフン鉱 (coffinite), 黄鉄鉱) 及び土瀝青鉱 (閃ウラン鉱, 土瀝青鉱, 黄鉄鉱)。ここで coffinite は黒色の新ウラニウム鉱物である。この他酸化物, コバルト, セレン

を含む。鉍床の大部分は大量の植物化石を含み、鉍床中では炭化し、これ等を閃ウラン鉍が交代する。黄鉄鉍はウラニウムを含む堆積岩に最も普通に見られるが、細胞膜を残して樹木を交代し、その後閃ウラン鉍が細胞膜を交代する。黄銅鉍は更に之よりおくれて樹木を交代する。或る鉍山では閃ウラン鉍は銅の硫化物と連晶をなし、或いは黄銅鉍及び斑銅鉍連晶を閃ウラン鉍が切り、更にそれが黄銅鉍により切られて居る。或るものは石灰質砂岩中に生じ、石灰岩及び石英の粒子上に薄層をなす。この中には輝鉍鉍、黄銅鉍、方解石、斑銅鉍、銅藍が埋められ、同様に樹木を交代する。輝鉍鉍は閃ウラン鉍を交代せるものもある。土瀝青鉍々床には硫化物として黄鉄鉍を含むだけだが、他にヴァナジウムに富む。この土瀝青鉍はギルソン鉍とは違い、普通の有機試薬に容易におかされない。Davidson 及び Bowie によれば α 粒子の衝撃で軽炭化水素の重合により生成されたと思われる。炭化水素は植物又は有機質溶液によりもたらされたとする、ウラニウムは土瀝青より先の生成となる。或る所では閃ウラン鉍と黄鉄鉍が植物組織を交代し、更に土瀝青鉍により完全に交代される。或る所では砂岩中の石英粒子を土瀝青鉍が交代し、その境界に閃ウラン鉍を生ずる。或る鉍山では石英粒の間隙に閃ウラン鉍がうめ、ゴム石類似の石基中に小粒をなす。この石基は一般に二次的鉍物によりおおわれる。(Econ. Geol., 49, 351~361, 1954) [鈴木]

7683, 中米ホンジュラス Rosario 鑛山地區及び San Juancito 山地の地質鑛床 Robert, H. C.

San Juancito 山地中にある Rosario 鉍山地区に関する地質、地質構造、鉍床及び産出鉍物等に関する論文である。

当鉍山の地質は變質度の低い片岩、珪岩を基盤とし、その上に上部三疊紀から第三紀迄の堆積岩と火山岩よりなる厚い累層が重なり、それに紫蘇輝石安山岩、石英安山岩、花崗閃緑岩等が進入し、更に第四紀の層がこれらを覆っている。地質構造は NE-SW 方向のアーチ構造が主体で、更に第三紀末の進入岩は E-W, N-S の 2 方向を示し、又 N-S, NE-SW, E-W の傾向をもつ多くの地塊断層によつて特徴づけられる。

鉍床は地質構造に支配され、花崗岩脈を除いたすべての岩体中の剪断帯に胚胎し、特にその鉍化は石英安山岩、安山岩質凝灰岩及び角礫岩体に著しい。鉍脈は数多く、延長、深度共に大で、急傾斜をなす。これらは更に胚胎する岩体、位置等により 5 系統に分たれ、各鉍脈は鉍化前の構造の形態、母岩の性質等により鉍化が支配される。鉍石鉍物として黄鉄鉍閃亜鉛鉍、黄銅鉍、方鉛鉍、脆安銀鉍等が略々この順序に晶出し、これに石英、バラス輝石、霞石、方解石、菱マンガン鉍螢石の脈石鉍物を随伴し、更に酸化帯には自然銀、濃紅銀鉍、淡紅銀鉍、孔雀石、藍銅鉍等が産出する。この外自然金も重要な位置を占め、これらの鉍石分布は地域により多少の差があるが、概して同様である。1883 年以来その産額は銀、金で 9306 万弗に達している。尙中米全体の地質構造よりみると、鉍床は構造線の変交点或は進入及び變質作用を伴う剪断帯に成生される可能性が大である。(Bull. geol. Soc. Am., 65, 23~38, 1954)

[田代]

7684, 岩脈の進入による Butte 産礫石鑛物の變成効果 Sales, R.H., Meyer, C.

本論文は Butte 地方 West Colusa, Belmont 及び Leonard の諸鉍山に於ける含黄鉄鉍輝鉍々脈の接触變成に関

する研究である。当鉍脈は主として輝銅鉍、硫銅鉍及び黄鉄鉍よりなり、これが巾 60~100ft の石英粗面岩質乃至石英安山岩質岩脈の進入を蒙り、上記の鉍物の相互反応より次の様な鉍物共生及びその組織の変化を生じている。1) 岩脈に接する部分 (4ft以内) では塊状を呈する黄銅鉍、斑銅鉍及び四面硫銅鉍が現出している。この場合屢々黄銅鉍及び四面硫銅鉍は夫々その内部に残留黄鉄鉍及び硫銅鉍を包有する。2) 上記黄銅鉍と斑銅鉍との量的割合は原輝銅鉍中に共存する黄鉄鉍の量と岩脈からの距離とによって定まる。3) 現出黄銅鉍が斑銅鉍より多い時には後者は屢々黄鉍中に格子状組織をなして存し、この逆の場合には、島状黄銅鉍が均質斑銅鉍中に見出される。この組織はすべて離溶性のそれに類似する。4) 時には細脈状黄銅鉍及び斑銅鉍が夫々均質斑銅鉍及び黄銅鉍を貫ぬく場合もある。5) 岩脈より 5~7ft の所では多少変成度低下し、島状黄銅鉍の量は減少してこれに代り少量の灰色輝銅鉍 (低温型) が斑銅鉍中にみられるようになる。6) 黄鉄鉍は脱硫作用を蒙り一部赤鉄鉍に変化する。7) 6) によって生じた遊離硫黄の作用によって岩脈より数 10ft 離れた菱マンガン鉍細脈は硫マンガン鉍に変化している。8) 上記の硫黄は一部斑銅鉍—黄銅鉍固溶体中に溶けこみ、その離溶によって斑点状乃至細脈状の銅藍や青色輝銅鉍の析出がみられる。9) 時に離溶性格子状の輝銅鉍が bornite 中に存し、これは岩脈に近づくに従って増加する。9) 変成帯辺縁部では輝銅鉍中に斑銅鉍の葉片がみられ、この一部は輝銅鉍によって交代されたかの様な組織を呈するが、熱変成によって生じた固溶体の離溶によるものである。(Econ. Geol., 46, 813~820, 1951)

〔草木〕

7685, 包裹物より推定した鑛液の成分 Smith, F. G.

鉍床を生成する鉍液の物理化学性 (成分及び比重—液体或はガス体) についてはこれまで数多くの研究がなされているが、その中でも鉍物中の包裹物より鉍液の性質を究めようとする試みは興味深く、その成果に期待出来る。鉍物中の包裹物としては 1) 線状空隙中或は結晶面で包囲された液体、2) 成長中の結晶面に附着した不混和流体、3) 成長中の結晶面に附着した結晶質固体、4) 結晶の核として包裹された結晶質固体、5) 結晶面の成長によつて包囲された隣接結晶の 5 種があり、之等包裹物中の不混和相としては水、気泡、立方体式塩類結晶、石油及び瀝青物、結晶またはガラス質共生体等が考えられる。その包裹物の化学的性質より鉍液を分類すれば a) 塩類水溶液及び b) 含水珪酸塩融体 hydrosilicate となり、前者は塩類含有率の高いもの (hydrosaline) と CO₂ の多い水溶液型 (hydrocarbonic) に分けられる。そのうち hydrosaline は Na, K, Ca の塩化物、硫酸塩及び炭酸塩等よりなり、濃度は一般に高く 5~20% 内外、内部に立方体式結晶を有するものは更に高く約 30% 前後の濃度が推定される。この溶液の根源としては 1) 岩漿分化 (juvenile water)、2) 変成作用による含水鉍物の分解 (resurgent water)、3) 堆積岩の沈積変質作用 (connate water) 等が考えられるが、その何れかは明かでない。一方 hydrocarbonic はベグマタイト鉍物及び高度の変質作用を蒙つた石英脈中に多く存し、その濃度は低く塩類結晶を含有することは稀である。この外石油及び瀝青物が屢々 hydrosaline 包裹物中に見出せる。これは connate~resurgent origin で、水との割合は一定しない。Hydrosilicate 質包裹物は少量

の水及び気泡を伴わない ベグマタイトや接触鉱床の珪酸塩鉱物中に産し、岩漿根源と推定されるが、その成分は不明である。尙包裹物中の充填率及びその比重が鉱液の状態—液体またはガス体—を決定する上に重要な役割を演ずる。この研究によれば鉱液は地質学的条件下ですべて液体であると推定され、従来ベグマタイト及び接触鉱床生成に関与した気成ガスの存在は否定される。(Econ. Geol., 94, 205~210, 1954) [荳木]

7686, 高圧下に於ける過熱蒸気中の鑛物の溶解度 Morey, G. M., Hesselgesser, J. M.

鉱物及び塩類が高圧下の過熱蒸気中でどの程度の溶解度を示すかに気成作用や鉱床生成の過程を考察する上に重要なことである。著者はその基礎的実験として3300barsで600°Cの加熱実験に耐えるbomb及び測定装置を作製し、石英、石英ガラス、曹長石、微斜長石、紫蘇輝石、赤鉄鉱、錫石、硬石膏、重晶石、白鉛鉱、硫酸曹達及び2,3の硫化物について400°C, 500°C及び600°Cの各温度で2000barsまでの溶解度測定実験を行ない次の様な結果(wt%)を出している。1) 石英0.233% (400°C, 2000bars); 0.499% (500°C, 2000bars); 0.765% (600°C, 2000bars), 2) 曹長石 0.0062% (500°C, 400bars); 0.077% (500°C, 1000bars); 0.2675% (500°C 2000bars), 3) 微斜長石0.076% (500°C 1000bars); 0.248% (500°C, 2000bars), (4) 紫蘇輝石 0.069% (600°C, 1000bars), 5) 硬石膏 0.002%, 重晶石 0.004%, 白鉛鉱 0.011%, Na_2SO_4 0.4307% (何れも 500°C, 1000bars), 6) 赤鉄鉱 0.009% (500°C, 1000bars), 7) 錫石 0.00025% (500°C 2000bars)。この外硫化物の溶解度は500°C, 1000barsの条件下で斑銅鉱、銅藍、輝蒼鉛鉱

輝鉍鉱、閃亜鉛鉱及び黄鉄鉱等について測定されたが、後2者を除き、その値は極めて小さく、斑銅鉱の場合には却つて重量の増加がみとめられた。尙この実験の結果を要約すれば次の様である。a) 鉱物の溶解度は温度及び圧力に比例して増加する。b) 石英ガラスの溶解度は石英のそれに比し著しく大きい。c) 石英の溶解度は600bars以下の低圧部では必ずしも温度に比例しない。d) 石英の溶解度と過熱蒸気中の H_2O 密度との間には規則的な関係がみられる。e) 長石類は高圧下で六した分解は起さず、溶解液の(K_2O , Na_2O): Al_2O_3 : SiO_2 が略々1:1:6の比率で表わされるが、紫蘇輝石のそれは必ずしもその構成分子比に従わない。f) 安定な硫酸塩類の溶解度は石英及び上記珪酸塩より小であり、錫石及び硫化物のそれは更に小さい。以上のうち錫石及び硫化物の溶解度が小さいことは注意すべきで、これらは更に弱アルカリ性の溶液中で吟味する必要がある。(Econ. Geol., 46, 821~835, 1951) [荳木]

7687, Ontario, Cobalt 地方の地化学探鑛 Koehler G. F., Hostettler, P. B., Holland, H. D.

この地方はKeewatin 累層の変質玄武岩及びCobalt 統堆積岩とこれ等を貫く輝緑岩貫入岩床があり、これ等を氷河及び湖底堆積物がおおう。Cobalt 堆積岩の中に断層、節理が発達し、鉱脈は主として節理に沿い、巾7~8吋延長数百呎である。鉱脈構成鉱物はコバルト—ニッケル、鉄の硫化物、硫硫化物、銀、輝銀鉱、黄鉄鉱、斑銅鉱、黄銅鉱、方解石、石英である。風化面にはニッケル及びコバルト華を見る。地化学探鉱はAgunico 鉱山の主脈を覆う氷河堆積物中で行つた。100呎間隔で格子状に60ヶの点を取り、ハンドオウガアにより基盤まで掘り下げ、

1 呎以上の深さから 1 呎毎に採取した。試料は砂、砂質粘土、粘土に分類し、他に土壌が加わる。これ等から Co の検出を行つたが、その結果 Co 含有量が部分的に表土汚染の為に増大せるもの、基盤の鉄床露出により下部から増大せるもの及び何れの場合にも増大せぬものとあり、多くは第 3 の群に属する。又地形的影響を見るために海拔 1045 呎を界とし、高低に分けると Co は低地に多い、又地下水或いは植物の根等により同じ岩質でも深部で Co が減ずる事もある。高処では粘土、砂質粘土、砂の順に含有量が減ずるが、これは粘土鉄物の吸着による。低地では砂質粘土が粘土よりやや含有量が高いが、これは砂の方が Co の移動に適するからであろう。又、Co 含有量の不規則性などに就いて一例をあげて居るが、試料採取点は不規則性をあやましく把握するには更に近く取る必要がある。(Econ. Geol., 49, 378~388, 1954)

[鈴木]

石油鑛床學

7688, 北アメリカと南アメリカの造山運動の關係 Eardley, A. J.

本論文は主として北アメリカと南アメリカの間の内海地域の tectonics を論じたものであるが、Eardley の先の論文(古生代コルデルラ地向斜, 1947)と一連の關係にあり、彼の所謂 volcanic archipelago の概念を地質學的事実に基いた觀察から更に一步を進め、現在の地球物理学上の資料を用いて、地殻内部の機構と運動について考察を試みたものである。北アメリカの大西洋と太平洋の端に沿っている古生代の造山帯は南アメリカの古生代造山帯と密接な關係があり、中央アメリカ、メキシコ湾、カリブ海がその中間帯をなしている。ジュラ紀と白

堊紀の造山帯は大体古生代の造山帯の位置にあり、又始新世に始まり今日尙活動している第 3 の造山帯は、小アンチル諸島及びメキシコ、グアテマラ、南アメリカの太平洋海岸に沿うてみられ、それは中生代の造山帯の外側に位置する。メキシコ—カリブ地域の堆積盆地にみられる種々の事実から、次のような orogenic cycle を推定することが出来る。即ち

1) 長い間中央地域の広い造陸の上昇運動があり、その一部をとりまいてる盆地(basin)に多量の débris をそこから供給する。2) 取りまいてる basin 内に主造山帯を形成するように圧縮的変形が起る。3) 前述の上昇地域が、場所により沈降し、deep waterを伴う一つの basin を創り、新しい basin の辺縁部は間もなく heavy sedimentation の場所になる。この造構造運動組合せから orogenesis に関する一つの theory が創案される。それはその原因的機構として mantle 中に非対称的対流を考えるのであるが、この機構は亦重力異常をもよく説明することが出来、北アメリカと南アメリカとの間の内海地域の造構造運動は勿論のこと、less 其の他の学者により研究された蘭領東印度諸島にもよく適用することが出来る。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 38, 707~773, 1954) [田口]

7689, 細粒火山砕屑岩の名稱 Hay, R.L.

Absaroka 山脈東南部の火山岩の調査でこの地域は大部分が河川により堆積した砂、シルト粒径の火山砕屑物で大部分は爆発に伴つたものであるが、一部に古期火山岩の浸蝕の産物もある。Wentworth, Williams(1932)によつて定義されている tuff や pyroclastic という用語は不適當であつたり、誤解を招き易い。更に Wentworth, Williams によつて non-pyroclastic origin か pyroclastic

origin が判明しない細粒火山碎屑岩に volcanic なる形容詞を標準粒度の用語の前につけているが、Fay (1920) により定義されたものから考えると適当に思われぬ。火山堆積岩については火山碎屑物の量によつて20%以下の場合は lean volcanic, 20~80% のときは medium volcanic, 80% 以上のときは rich volcanic と名付ている。non-volcanic sedimentary rocks に対する Wentworth の sedimentary tuff という用語も不明確であり岩石の成分よりむしろ起源の様式に関するものであるから tuffaceous なる形容詞を用いるのが正確であろう。(Jour. Sed. Pet., 22, 119~120, 1952) [阿部]

7690, Bahama 石灰質砂について

Illing, L. V.

Bahama 湾の大部分が炭酸石灰よりなる砂によつておほわれている。この石灰質砂は、生物の骨の屑や潜晶質の霰石の粒よりなつている。この Bahama 湾地方の地質研究は 1853 年に R. J. Nelson によつて開拓され、これらに関係ある研究は多くの学者によつてなされてきた。筆者はこの石灰質砂について機械的分析を行つている。等級として筆者は (a) より (j) 迄に分類し 6 mesh 以上を (a), 6~10 mesh を (b) として (a) (b) を礫, 10~16 mesh, 16~25 mesh を (c) 及び (d) と分類して粗粒砂, 25~44 mesh, 44~72 mesh を (e) 及び (f) として中粒砂, 72~120 mesh, 120~200 mesh を (g) 及び (h) として細粒砂, (j) を 200 mesh 以下として silt, clay or mud として表示し, sorting に関しては Trask (1932) 及び Stetson and Upson (1937) にならつて範囲として 1.30 より小さいものを very well sorted, 1.30~1.59 well sorted, 1.60~2.00 moderately

sorted, 2.00 より大きいものを poorly sorted とし、砂粒の丸みに関しては Pettijohn の図表を採用した。又採取した砂中にある泥の量や X 線写真, 砂中に含んでいる石灰質の基である骨等の石灰質物質, 化石について詳細にのべている。特に此等の砂を岩相学の立場より 5 の分類で比較検討している。Gun Point Channel の砂については海洋と湾との東と西及び粗粒細粒による岩相の相違を簡単に図示し, oölitic なものは湾に多く海洋になるにつれて減少し, 又砂粒によつても又相異が認められる。最後に堆積状態とその関係についてふれ, 潮流の影響や温度や塩水度について Gt. Abaco Island 周辺について化学分析と共に論じている。

又湾の堆積について図示すると共に簡明に記載している。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 38, 1~95, 1954) [阿部]

7691, フロリダ州中部フローレンス, ルーシイ両湖の堆積物に就いて

Twenhofel, W. H.

フローレンス, ルーシイ両湖はフロリダ州中部オレンチ地方の西部部にあり, フローレンス湖は約 50 エーカー, ルーシイ湖は約 70 エーカーの小さな湖で共に浅く最大深度 35 ft である。湖の基盤は石灰岩で石灰岩から滲出している炭酸泉や溶解作用で湖水は軟水性の特徴をもっている。著者は特にフローレンス湖の堆積物を詳細に調査している。湖成堆積物は砂, シルト, 粘土, 泥炭等で湖の 1, 2, 3 の各截断線に於て採集した 37 ケの試料各 10~20 gr を恒量になる迄乾燥した後灼熱しその減量を有機物と見なしている。その結果 20 ft の深さから急に有機物量が増大してくる。減量を除いた無機物を Tyler の標準節で粒度分析した結果全て $1/4$ mm 以下で $1/8 \sim 1/16$ mm に最大%が現れ深部に $1/64$ mm の

多いことは有機物量の増大と共に 相關的特徴である。堆積物の淘汰作用は良好で堆積作用及び泥炭、有機物量からフローレンス湖は湖水になる前に 沼地の状態であつたことが明らかで 同地方の他の軟水性の湖成堆積物も本質的に 類似した特徴をもつてゐることが認められた。著者は更に湖盆の生成に関して3つの可能な条件を挙げ夫々について 批判し湖盆の沈降により 沼地—泥炭堆積物の形成—湖水—湖成堆積物の沈積と 発展したものであるとし、その生成の時期及び現在迄の堆積物が形成されるに要する時間について 考察を進めている。それによると沈積は極めて緩慢に行われたもので、沈積の割合を1年間2.2mmに見積ると僅か500~700年で余りにも 短か過ぎ、1mmでは長過ぎるが、少なくともこの両湖の生成発展は最近のことで1万年の間に 行われたものと推察している。(Jour. Sed. Pet., **23**, 272~279, 1953) [島田]

窯業 鑛物學

7692, 磁器質螢光体 加藤健造, 飯盛里安

その全部もしくは少なくとも 一部が非晶質な融成体から成る螢光体を 総括して磁器質螢光体と名付ける。このうち不透明或いは半透明な融成体又は 凝結体を素地型、透明なガラス体を釉型と呼ぶ。これ等種々の合成体につき 螢光スペクトルを調べた。ウラニル附活による螢光は稀土類や稀土酸類がかなり 混在しても著しい影響を受けず、その帯スペクトルの各分帯の極大波長はニコルス氏のB系列に一致する。鉛を附活体としてタングステン酸を多量に加えたものはタングステン酸カルシウムと、又マンガン附活で多量の亜鉛を含有するものは珪酸亜鉛螢光

体と夫々同一の 螢光スペクトルを示す。(科研報, **29**, 481~487, 1953) [横山]

参 考 科 學

7693, 硝子中の 硼發の直接滴定法

Webster, P. A.

Hollander と Rieman の硼素定量法の改良法としてこの方法を提案した。先ず試料を Na_2CO_3 熔融し、熔融塊をHClで完全に中和、煮沸して CO_2 を除いた後 SiO_2 を汙別する。汙液はNaOHとHClでpH 5.0~5.5に調節し(指示薬 brom-cresol), 煮沸してFe, Al, Mn, Ti, 稀土類を水酸化物として沈澱させ、これ等を汙別する。汙液はpH 5.0に調節し、0.05N-NaOHを滴下しpH 5.4とする。次にマンニットを加えた後、0.05N-NaOHでpH 6.8に至るまで滴定を行う。最後の滴定に要した0.05N-NaOHの量から直に B_2O_3 を求めることができる。pHはpH測定器を用いて 正確に測定する必要がある。 B_2O_3 の含量既知の多くの標準試料を用いて、その精度を吟味し、充分実用に適することを確めた。(Jour. Am. Cer. Soc., **34**, 305~309, 1951)

[長谷川]

7694, 研磨寶石の屈折率を決定する簡単な浸液法 Anderson, B. W.

研磨された宝石を時計皿に入れ、これに屈折率既知の浸液を入れると、宝石の輪郭、稜等が或は白く、或は黒く見える。時計皿の下方に 45° に傾けた鏡を立て、上方から光を照らしつつ 側面からこれを眺めると、極めて明瞭に像を見ることが出来る。浸液の屈折率が鉱物の屈折率に近似する時には、この像は不明瞭になるので、屈折率が容易に求められる。

(Gems and Gemology **7**, 231~235, 1953) [大森]

新 刊 紹 介

Eruptive rocks (4th. ed.) by Shand, S. J.

1927年に初版が出版されて以来、1943年、1947年に夫々改訂版が出され、今度第4版が出版された。本書は余りに有名で今更新しく内容を紹介する筈もないが、最初に出版されたものに比べれば改正版は新しい知識が多数導入され、又体裁も著しく改正されている。改訂版は part I と part II に分れ、part I では19章に亘つて主として火成岩の理論的方面のことが記述され、part II では火成岩の description を4章に亘つて行っている。新しく岩漿の温度と圧力、珪酸塩熔融体の固結 compatible and incompatible phases, eruptive rock complexes, late-magmatic and post-magmatic reactions, ベグマタイトの成因等の各章を加え、又隕石の章では新しく地球の前地史に就いて論述している。尙各章尾にはそれぞれ文献が挙げられている。本文479頁、附図51、写真8葉 (Woodbridge Press, Ltd., Guildford., 1950年 1650円) [植田]

A handbook of rocks. By J. F. Kemp, revised by F. F. Grout.

本書は故 J. F. Kemp の著書で初版 1896 年、当時広く利用せられた。其の後の岩石学の発展に伴い 1940 年、F. F. Grout により改訂第 6 版が出された。元来本書は偏光顕微鏡を用いずに岩石学研究を行うべく著されたもので、初学者、野外地質学者の爲の好参考書であろう。各章の配列は原著に従い、内容は広く改められた。特に計算法の章、岩石成因等に関して、多くの増改訂がなされた。次の様な章から成る。第1章野外、実験室の方法、造岩鉱物及びその表、第 2~5 章火成岩の構造、岩漿分化概要、分類及び命名表、主要岩石 (流紋岩—花崗岩族外 6 族) の特徴、相互關係、変質、分布等に就き記載。第 6~8 章は沈積岩に就いて、第 9~12 章は変成岩に就いて夫々記載してある。第 13 章岩石研究上の種々の計算法、第 14 章岩石記載の例が若干挙げられている。附録として岩石命名のリスト及びそれに簡単な説明がつけてある。本文 300 頁 (D. Van Nostrand Company, Inc., New York, 1952 年、1600 円) [千藤]

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	加藤謙次郎	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫
青木 浅彦	鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三
横山 鼎	渡辺万次郎			

昭和 29 年 9 月 20 日 印刷

昭和 29 年 10 月 1 日 発行

發行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台③1181 (内線311)〕
編輯兼發行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹氣出版印刷株式会社
印刷者 笹 氣 幸 助

入會申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会
會費拂込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕
本會會費 一ヶ年分 400 円 (前納)
本誌定價 一 部 80 円 (會員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Mineralogical studies on the soil genesis (2) : The clay minerals in the soil derived from granodiorite at Ōgoe, Fukushima Prefecture(I).
..... J. Masui.
- On the chromite from the Hiroosa mine, Shizuoka Prefecture.
..... J. Kitahara.
- Thermal studies on bornite in melted sulphur. A. Sugaki.
- On the copper ore deposit of Kagenosawa mine, Iburi province, Hokkaido(I)..... R. Sugimoto.
- Notes and news.
- Announcements of the meeting. etc.
- Book reviews.
- The origin of metamorphic and metasomatic rocks. By H. Ramberg.
- Eruptive rocks. By S. J. Shand.
- A handbook of rocks. By J. F. Kemp, revised by F. F. Grout.
- Abstracts :
- Mineralogy and crystallography.* Structural relations among double oxides of trivalent elements. etc.
- Petrology and volcanology.* Representation of differentiation trend in igneous rocks. etc.
- Sci. of metallic deposits.* Widespread occurrence and character of uraninite in the Triassic and Jurassic sediments of the Colorado plateau. etc.
- Sci. of petroleum deposits.* Tectonic relations of North and South America. etc.
- Ceramic minerals.* Fluorescens porcelains.
- Related Science.* Direct titration of boric acid in glass. etc.
-

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.